

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

MARCEL HIDEYUKI FUMIYA

**GÊNESE DOS FERRICRETES E SUA RELAÇÃO COM TRANSFORMAÇÕES DA
PAISAGEM NO NOROESTE DO PARANÁ**

**CURITIBA
2017**



MARCEL HIDEYUKI FUMIYA

**GÊNESE DOS FERRICRETES E SUA RELAÇÃO COM TRANSFORMAÇÕES DA
PAISAGEM NO NOROESTE DO PARANÁ**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia no Programa de Doutorado do Setor de Ciências da Terra da Universidade Federal do Paraná como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Leonardo José Cordeiro Santos

**CURITIBA
2017**

F978

Fumiya, Marcel Hideyuki

Gênese dos ferricretes e sua relação com transformações da paisagem no noroeste do Paraná. / Marcel Hideyuki Fumiya Fumiya. – Curitiba, 2017.

164f. : il. [algumas color.]; tabs. : color. : 30 cm.

Tese (doutorado) - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, no curso de Pós-Graduação em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Leonardo José Cordeiro Santos

Bibliografia: p.118-123.

1. Geomorfologia. 2. Relevos. 3. Geografia. I. Universidade Federal do Paraná. II. Santos, Leonardo José Cordeiro. III. Título.

CDD 551.41




MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
Setor CIÊNCIAS DA TERRA
Programa de Pós Graduação em GEOGRAFIA
Código CAPES: 40001016035P1

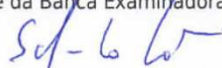
ATA DE SESSÃO PÚBLICA DE DEFESA DE TESE PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM GEOGRAFIA

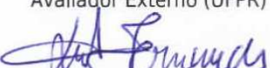
No dia dez de Julho de dois mil e dezessete às 14:00 horas, na sala 109, Edifício João José Bigarella, Centro Politécnico, Jardim das Américas, do Setor de CIÊNCIAS DA TERRA da Universidade Federal do Paraná, foram instalados os trabalhos de arguição do doutorando **MARCEL HIDEYUKI FUMIYA** para a Defesa Pública de sua Tese intitulada: "**GÊNESE DOS FERRICRETES E SUA RELAÇÃO COM TRANSFORMAÇÕES DA PAISAGEM NO NOROESTE DO ESTADO DO PARANÁ.**". A Banca Examinadora, designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOGRAFIA da Universidade Federal do Paraná, foi constituída pelos seguintes Membros: LEONARDO JOSÉ CORDEIRO SANTOS (UFPR), EDUARDO SALAMUNI (UFPR), FRANCISCO SERGIO BERNARDES LADEIRA (UNICAMP), LUIZ ALBERTO FERNANDES (UFPR), PABLO VIDAL TORRADO (USP/ESALQ). Dando início à sessão, a presidência passou a palavra ao discente, para que o mesmo expusesse seu trabalho aos presentes. Em seguida, a presidência passou a palavra a cada um dos Examinadores, para suas respectivas arguições. O aluno respondeu a cada um dos arguidores. A presidência retomou a palavra para suas considerações finais e, depois, solicitou que os presentes e o doutorando deixassem a sala. A Banca Examinadora, então, reuniu-se sigilosamente e, após a discussão de suas avaliações, decidiu-se pela APROVAÇÃO do aluno. O doutorando foi convidado a ingressar novamente na sala, bem como os demais assistentes, após o que a presidência fez a leitura do Parecer da Banca Examinadora. Nada mais havendo a tratar a presidência deu por encerrada a sessão, da qual eu, LEONARDO JOSÉ CORDEIRO SANTOS, lavrei a presente ata, que vai assinada por mim e pelos membros da Comissão Examinadora.

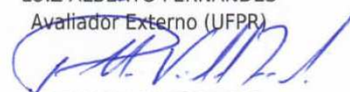
Observações: _____

Curitiba, 10 de Julho de 2017.


LEONARDO JOSÉ CORDEIRO SANTOS
Presidente da Banca Examinadora (UFPR)


EDUARDO SALAMUNI
Avaliador Externo (UFPR)


LUIZ ALBERTO FERNANDES
Avaliador Externo (UFPR)


PABLO VIDAL TORRADO
Avaliador Externo (USP/ESALQ)


FRANCISCO SERGIO BERNARDES LADEIRA
Avaliador Externo (UNICAMP)

OBS: este documento é válido por 60(sessenta) dias a contar da data.

Aos meus queridos pais **Marisa Miyoko Hisamatsu Fumiya e Julio Noboru Fumiya** (*in
memoriam*)
dedico essa tese.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a amiga do coração **Cássia Maria Bonifácio** pela sua verdadeira amizade, por sempre auxiliar em qualquer hora ou momento. É a pessoa que tenho plena confiança, tenho sorte de tê-la em minha vida.

Leonardo Santos pela orientação, paciência, confiança e por viabilizar condições para o desenvolvimento da presente tese.

Amanda Almeida e Caroline Manguiera tornaram ao longo dos anos de doutorado amigas para vida, apesar de a Amanda ser uma cilada mesmo assim está valendo.

Silvana Riffel a guru do ferro que muito ajudou com dicas sobre procedimentos, observações e distinção entre gerações de ferro. Também com grande sabedoria estimulou muito sobre o modo de pensar geomorfológico, dinâmica dos processos e o significado do material preservado como uma assinatura da evolução do relevo no Noroeste do Paraná. Muito obrigado por tudo!!!! O Brasil tem uma grande geomorfóloga.

Nelson Gasparetto pela orientação na graduação e mestrado. Por toda ajuda oferecida, mesmo não tendo vínculo ou responsabilidade nesse projeto de doutorado, sempre esteve presente e disposto a ajudar. Também agradeço pelos muitos anos de seus ensinamentos, pois foi responsável por formar 99% do meu perfil de pesquisador e 100% de todo meu conhecimento sobre solos e geomorfologia.

Elisandra Martins por sempre estar disposta a ajudar em todas dúvidas sobre química, convivência e sua educação de alto nível (lady).

Édipo Cremon pelas dicas e experiências sobre sistemas fluviais do alto rio Paraná, e pelas discussões acadêmicas sempre com muita sabedoria.

O menino de ouro, **Otávio Montanher** por sempre topor explorar as áreas de estudo (desde a graduação), realizando sondagens, análise de perfis e o hobby em comum, trekking em montanhas exploradas e a ser explorada pelo Brasilzãoooo.

Bárbara Trzaskos pela grande ajuda no auxílio inicial em identificação mineral das primeiras lâminas de óxido de ferro, sem a qual seria tarefa muito mais árdua.

Luiz Alberto Fernandes a todos ensinamentos sobre características geológicas do Arenito Caiuá e a disposição em ajudar no que seja possível.

Edivando Couto pela sugestão inicial do emprego do ICR para localizar feições de interesse entre outras produtivas conversas acadêmicas.

Julio Paisani, Francisco Ladeira e Fábio Oliveira os três grandes professores que foram essenciais para compreensão da gênese do ferricrete, apesar de ter sido nos minutos finais do doutorado, foram de extrema importância.

Fernando Sedor pelas incontáveis horas no uso da lupa para separação dos grãos minerais dos óxidos de ferro, sempre disposto ajudar.

Irani Santos pelo uso de diversos equipamentos essenciais para preparação de amostras.

Henrich Frank (YouTube) pela disponibilização de vídeos educativo e didático de diversos minerais dentre quais foram utilizados como material de apoio no reconhecimento inicial de minerais supérgenos (hematita, goethita, hollandita) e que eram totalmente desconhecidos ao autor desse trabalho.

A convivência agradável dos colegas do LABS: **Monica, Dani, Alexei, Zé, Mari, Adriano, Luciano, Orestes, Renata, Carlos, Lucas.**

A secretaria de pós-graduação **Zen, Adriana e Alexandra.**

Ao **Marcelo** (esposo da Adriana) por fornecer vidrarias essenciais a leitura de DRX, que resolveu enorme contratempo que ocorre em rotina de laboratório.

Centro de microscopia da Eletrônica (CME-UFPR) pela disponibilização do microscópio eletrônico de varredura não só para esse trabalho como a toda comunidade científica da UFPR e outras instituições.

Laboratório de Estudos Sedimentológicos (LabESed-UFPR) pela estrutura disponibilizada e ao técnico Daniel que sempre esteve disposto a ajudar em todas análises realizadas no laboratório.

Laboratório de laminação (IGC-USP) desde o mestrado sempre ajudando na elaboração de lâminas delgadas perfeitas.

Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) ao projeto (protocolo 445654/2014-7) que viabilizou o desenvolvimento do presente projeto.

Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa durante os 4 anos de curso de doutorado e principalmente ao povo brasileiro responsável pela manutenção de tal recurso.

Ao programa de liberação de artigos da **Capes**, sem a qual não seria possível o acesso da maioria da bibliografia internacional consultada.

Novamente agradeço a todos amigos (**Cássia, Elisandra, Alemão, Otávio, Édipo, Cristina**) que muito ajudaram em leituras, sugestão e correções do manuscrito da presente tese, valeu galeraaa!!!!!!

E por fim as pessoas mais importantes para a realização deste trabalho os meus amados pais **Júlio Noboru Fumiya** (*in memoriam*) e **Marisa Miyoko Hisamatsu Fumiya** pela paciência, apoio pessoal, financeira, conselhos e amor incondicional. Serei por toda minha vida grato.

MUITO OBRIGADO A TODOS!

“Desse mundo não levamos nada além de
nossas experiências vividas”

RESUMO

Estudos realizados nos séculos XX e XXI, no Noroeste do Paraná, referente à evolução do modelado, atribuem sua esculturação principalmente a eventos cíclicos (alternância entre clima úmido e seco), e, como resquícios de parte desses processos geomorfológico, há presença de morros residuais na paisagem mantidos por materiais mais resistente à denudação, compostos por cimento silicoso, carbonático ou ferruginoso (aqui denominado de ferricrete). As rochas com cimentação silicosa e carbonática foram bem caracterizadas tanto no seu contexto de petrografia, como na cronologia e ambiente de formação. Sua relação com as transformações do modelado são bem alicerçadas, o contrário ocorre com ferricretes, sobre os quais só existe descrição da ocorrência em um tipo de seção, não constando estudos sobre composição mineral, paragênese mineral ou modo de formação e identificação/mapeamento sistemático dos locais ocorrentes. Portanto, o estabelecimento da relação dessas acumulações ferruginosas como testemunhos de processo escultor do relevo não é seguro. Em vista desses fatos, este trabalho objetiva abordar a gênese dos ferricretes, situados sob topos de feições morfológicas de relevo (morrotes e colinas), e verificar se existem relações dessas feições ferruginosas com transformações da paisagem ao longo da história geológica, que ocorreram na área em questão. Para alcançar tal proposta, foi necessário o emprego de dados advindos do sensoriamento remoto, estudos dos perfis de solo que contém ferricrete, análises mineralógicas (DRX), química (FRX) e micromorfologia dos materiais, além de dados de geocronologia por Luminescência Opticamente Estimada (LOE). Esse conjunto de dados permitiu: a identificação e o mapeamento de ocorrência de 8 feições morfológicas, mantidas por ferricretes; a determinação da possível ordem cronológica dos eventos de precipitação de ferro e eventos mobilizadores de material pós-formação dos ferricretes. Os resultados indicaram que a fonte do ferro se origina da alteração do arenito, sendo o ferro exportado vertical e lateralmente, se acumulando nos vales. Foi possível identificar, pelo menos, cinco fases de precipitação de ferro até sua completa formação. No decorrer do desenvolvimento dos ferricretes, ocorreram soerguimentos (tectônica), que provocaram uma aceleração no processo de denudação do relevo (registrado por isótopo de berílio 10). A denudação resultou no rebaixamento do relevo nos locais aonde o arenito era mais friável e a preservação dos ferricretes, ocasionando o processo de inversão de relevo (caráter local). Posteriormente a gênese dos ferricretes e a inversão de relevo, houve o dismantelamento dos ferricretes com mobilização local. Essas fases erosivas datam do Quaternário Tardio (datação por LOE), tendo o processo de mobilização se desencadeado, provavelmente, por associação de fatores climáticos (mudanças climáticas) e tectônicos, evidenciado no Noroeste do Paraná por outras pesquisas. Desse modo, o estudo da gênese dos ferricretes se mostrou claro quanto às fases de ferruginização ocorridas e seu posterior dismantelamento estabelecido pela datação LOE, corroborando com a informação de que os ferricretes possuem relações com os processos de evolução da paisagem. Os resultados apontaram indícios de que a posição atual dos ferricretes na paisagem é consequência de processos de inversão de relevo e que muitos destes foram dismantelados no Quaternário (paleopavimento rudáceo), testemunhando fases de transformações recente da paisagem.

Palavras-chave: Noroeste do Paraná, gênese dos ferricretes, LOE, inversão de relevo.

ABSTRACT

Studies related to the evolution of the modeled, carried out in the 20th and 21st centuries in the northwest of Paraná, attribute their structure mainly to cyclical events (alternation between wet and dry climate). As remnants of these geomorphological processes, there is a presence of residual hills in the landscape maintained by materials more resistant to denudation, composed of siliceous, carbonate or ferruginous (here called ferricrete) cement. The rocks with siliceous and carbonate cementation were well characterized both in their petrography context as in the chronology and formation environment. While their relation with the transformations of the modeled is well-founded, the opposite occurs with ferricretes, of which there is only description of the occurrence in one type of section, not including studies on mineral composition, mineral paragenesis or mode of formation and identification/systematic mapping of the produced cases. Therefore, establishing the connection of these ferruginous accumulations as testimonies of the relief sculpturing process is not certain. In view of these facts, this work aims to address the genesis of ferricretes, situated under tops of morphological reliefs (hillocks and knolls), and to verify if, along the geological history, there is a relation between these ferruginous features and the landscape transformations occurred in the area in question. In order to reach this proposal, it was necessary to use data derived from remote sensors, ferricrete soil profiles studies, mineralogical analyzes (XRD), chemical (FRX) and micromorphology of materials, as well as geochronology data by Optically Stimulated Luminescence (LOE). This data set allowed: identification and occurrence mapping of 8 morphological features maintained by ferricretes; the determination of the possible chronological order of iron precipitation events and post-formation material of ferricretes mobilizing events. The results indicated that the iron source is originated from the sandstone alteration, being exported vertically and laterally (Fe^{2+}) and accumulated in the valleys. It was possible to identify at least five phases of precipitation of iron until its complete formation. During the development of the ferricretes there were uplift processes (tectonics) that caused an acceleration of the relief denudation process (recorded by isotope of beryllium 10). This denudation resulted in a relief depression of those places where the sandstone was crumblier and in the preservation of the ferricretes, causing the process of inversion of relief (local character). After the genesis of the ferricretes and the relief inversion, there was a dismantling of the ferricretes with local mobilization. These erosive phases date from the Late Quaternary (LOE dating), and the mobilization process was probably triggered by an association of climatic and tectonic factors, demonstrated by other studies in the Northwest of Paraná. In this way, the study of the genesis of the ferricretes was made clear in relation to the ferrugination phases and their subsequent dismantling, established by the LOE dating, corroborating that ferricretes are related with the processes of evolution of the landscape. These results point out that its current position in the landscape is the result of relief inversion processes and that many were dismantled in the Quaternary (rudaceous paleopavement), indicating recent landscape transformations phases.

Keywords: Northwest of Paraná, genesis of the ferricretes, relief inversion.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE OCORRÊNCIA DO GRUPO CAIUÁ, NO NOROESTE DO ESTADO DO PARANÁ.....	23
FIGURA 2 – ÁREA DE OCORRÊNCIA DO GRUPO CAIUÁ, NO NOROESTE DO PARANÁ.	24
FIGURA 3 – AMBIENTES E SISTEMAS DEPOSICIONAIS, NA PARTE ORIENTAL DA BACIA BAURU.....	25
FIGURA 4 - LOCAIS DE OCORRÊNCIA DE ARENITOS SILICIFICADOS, NA PORÇÃO MERIDIONAL BACIA BAURU.	25
FIGURA 5 - ILUSTRAÇÃO ESQUEMÁTICA COM QUATRO FORMAS DE TEXTURAS DE CRESCIMENTO DA SÍLICA.	26
FIGURA 6 - FOTOMICROGRAFIAS DA SEÇÃO DELGADA DE AMOSTRA DE SUPERFÍCIE, COM LUZ POLARIZADA, FORMAÇÃO RIO PARANÁ (TRÊS MORRINHOS, TERRA RICA, PR)..	27
FIGURA 7 – MAPA DO NOROESTE DO PARANÁ DE SISTEMA ATMOSFÉRICO E DA CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA DE KÖPPEN.....	28
FIGURA 8 - MAPA DO NOROESTE DO PARANÁ DE PRECIPITAÇÃO ANUAL E SAZONAL.	29
FIGURA 9 - RELEVOS TÍPICOS SUSTENTADOS PELAS DIFERENTES UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS NO NOROESTE DO PARANÁ.....	30
FIGURA 10 - MAPA MORFOESCULTURAL DA ÁREA DE OCORRÊNCIA DOS ARENITOS DO GRUPO CAIUÁ.	31
FIGURA 11 – MAPA DE SOLOS NO NOROESTE DO PARANÁ.....	32
FIGURA 12 - MODELO TEÓRICO DE TRANSFORMAÇÃO PEDOLÓGICA LATOSSOLO EM ARGISSOLO.....	33
FIGURA 13 – CARTA DO SISTEMA PEDOLÓGICO DO NOROESTE DO PARANÁ. .	34
FIGURA 14 – ZONA DE DESENVOLVIMENTO ATUAL DAS LATERITAS.....	35
FIGURA 15- DIVERSIDADE DO CONCEITO DAS LATERITAS.	39
FIGURA 16 - MODELOS DE ACUMULAÇÃO RELATIVA E ABSOLUTA.....	40
FIGURA 17 - EVOLUÇÃO TEMPORAL DE “LATERITAS” HIPOTÉTICA SOB GRANODIORITO.	41

FIGURA 18 - CENÁRIOS HIPOTÉTICOS SOBRE A DISTRIBUIÇÃO DE CHUVAS DURANTE O TEMPO GEOLÓGICO PARA O CONTINENTE SUL-AMERICANO...	42
FIGURA 19 - LOCALIZAÇÃO DAS “LATERITAS” (PORÇÃO BAIXA) E SUA RELAÇÃO COM MOVIMENTOS LATERAIS DE ÁGUAS DE PARTES ALTAS DA PAISAGEM EM DIREÇÃO ÀS PARTES BAIXAS.	43
FIGURA 20 - INVERSÃO DE RELEVO.....	44
FIGURA 21 - COMPARTIMENTOS GEOMORFOLÓGICOS DO ESTADO DO PARANÁ..	49
FIGURA 22 - ILUSTRAÇÃO DOS PONTOS DE COLETA DE “LATERITAS” EM VILA VELHA E SERRA DAS ALMAS, SOB A SUPERFÍCIE PURUNÃ OU PD ₃	50
FIGURA 23 - MODELO HIPOTÉTICO, MOSTRANDO A DISPOSIÇÃO EM ESCADARIA DAS SUPERFÍCIES APLAINADAS.....	51
FIGURA 24 - MAPA DE SUPERFÍCIES DE APLAINAMENTO NO NOROESTE DO PARANÁ.....	53
FIGURA 25 - PERFIL DE DIREÇÃO APROXIMADA NW, POUCO A NORTE DE UMUARAMA, COM SUPERFÍCIES DE APLAINAMENTO.	53
FIGURA 26 – COMPARTIMENTOS GEOMORFOLÓGICOS COM DESTAQUE PARA O LOCAL ANALISADO, A PARTIR DA GEOCRONOLOGIA DE INTEMPERISMO (RIFFEL, 2012) E SUA PROXIMIDADE COM O NOROESTE DO PARANÁ.....	55
FIGURA 27 - MAPA GEOMORFOLÓGICO DA PLANÍCIE ALUVIAL DO RIO IVAÍ..	56
FIGURA 28 - EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA PLANÍCIE DOS RIOS IVAÍ-PARANÁ.	57
FIGURA 29 – FATOR DE ASSIMETRIA DA BACIA DO RIO IVAÍ, CURSO INFERIOR.	60
FIGURA 30 - PRINCIPAIS ELEMENTOS DE REORGANIZAÇÃO DA REDE DE DRENAGEM NO BAIXO CURSO DO IVAÍ.	61
FIGURA 31 - MAPA DE SOLOS DO NOROESTE DO PARANÁ E SISTEMA DE TRANSFORMAÇÃO PEDOLÓGICA LATOSSOLO-ARGISSOLO.....	61
FIGURA 32 - ESTRUTURA METODOLÓGICA UTILIZADA PARA O DESENVOLVIMENTO DA PESQUISA.	63
FIGURA 33 - ETAPAS PARA GERAÇÃO DO MAPA DE RUGOSIDADE DO RELEVO.	64
FIGURA 34 - DIFERENTES ESCALA DE ESTUDO EM GÊNESE DE SOLO.	66

FIGURA 35 - EXEMPLO DA SISTEMÁTICA DE ANÁLISE E COLETA DE DIVERSOS PONTOS NO MORROTE F13. IMAGEM DE SATÉLITE QUICKBIRD (05/02/2015) PROVENIENTE DO <i>SOFTWARE</i> GOOGLE EARTH.....	67
FIGURA 36 - TIPOS DE FERRICRETES COLETADOS: A) FERRICRETE MACIÇO, B) BOTRIODAL, C) TABULAR, D) LAMELAR PLANO-PARALELO, E, F) FASES MAIS CRISTALIZADAS E PURAS DE GOETHITA.....	67
FIGURA 37 - MAPA DE RUGOSIDADE DO NOROESTE DO PARANÁ E FEIÇÕES DE RELEVO CONSTATADAS EM CAMPO.....	72
FIGURA 38 - GRÁFICO DE PORCENTAGEM DE ÁREA, PARA CADA CLASSE DE RUGOSIDADE PARA O NOROESTE DO PARANÁ.	73
FIGURA 39 - RUGOSIDADE DO NOROESTE DO PARANÁ (A).....	74
FIGURA 40 - RUGOSIDADE E OCORRÊNCIA DE MORROS, COLINAS, E MORROTES, E O TIPO DE MATERIAL QUE MANTÉM TAIS FEIÇÕES ELEVADAS	76
FIGURA 41 – SEÇÕES DE PERFIS TOPOGRÁFICOS EXTRAÍDOS DA SRTM (A-E). ILUSTRAÇÕES DAS FEIÇÕES DE RELEVO QUE APRESENTAM FERRICRETES EM LINHA DE PEDRA OU IN SITU.	77
FIGURA 42 - FEIÇÕES DE RELEVO E OCORRÊNCIA DE FERRICRETES NA FORMA DE MATAÇÃO, CASCALHO OU HORIZONTE CONTÍNUO.....	79
FIGURA 43 - MAPA DE RUGOSIDADE COM LOCALIZAÇÃO DAS FEIÇÕES DE RELEVO SUSTENTADAS POR FERRICRETES.....	81
FIGURA 44 - ILUSTRAÇÃO DE PERFIS ALÓCTONE E <i>IN SITU</i> , UTILIZADO COMO EXEMPLARES PARA O ESTUDO DA GÊNESE DOS PERFIS DE FERRICRETES, NO NOROESTE DO PARANÁ.	82
FIGURA 45 – PERSPECTIVA DO RELEVO DA FEIÇÃO 14 (F14)	84
FIGURA 46 - ILUSTRAÇÃO DA FEIÇÃO F14 E FOTOS DE DIFERENTES PERFIS DE SOLO PRESENTES AO LONGO DA VERTENTE.....	85
FIGURA 47– ILUSTRAÇÃO REPRESENTATIVA DO PERFIL P14 (P14) E DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA DOS HORIZONTES.....	87
FIGURA 48 - FOTOGRAFIA DO PERFIL P14	88
FIGURA 49 - FOTOGRAFIA DO MOSQUEADO BRANCO (SETA AZUL), VERMELHO (SETA ROSA) E AMARELO (SETA VERDE).....	90
FIGURA 50 - DRX DA FRAÇÃO TOTAL (AREIA, ARGILA E SILTE) DOS DOMÍNIOS MOSQUEADOS VERMELHO E AMARELO.....	91

FIGURA 51 - DIFERENTES PEDOFEIÇÕES CRISTALINAS FERRUGINOSAS PRESENTES NO FERRICRETE..	93
FIGURA 52 - DRX DO FUNDO MATRICIAL.....	94
FIGURA 53 - FOTOMICROGRAFIA ILUSTRANDO A DISTRIBUIÇÃO RELATIVA QUITO-GEFÚRICA E PRESENÇA DE NÓDULOS DE GOETHITA.	95
FIGURA 54 – (A) DRX DA FRAÇÃO ARGILA DO NÍVEL AMARELO. (B) DRX DA FRAÇÃO TOTAL (AREIA, SILTE E ARGILA) DO NÍVEL AMARELO.....	96
FIGURA 55 - PERFIL 14 COM DESTAQUE DE FOTOMICROGRAFIAS REPRESENTATIVA DAS FEIÇÕES MICROSCÓPICA DOS HORIZONTES DO PERFIL DE FERRICRETE.	97
FIGURA 56 - PERSPECTIVA DO MORROTE F13.....	100
FIGURA 57 - ILUSTRAÇÃO DO MORROTE F13 E FOTOS DE CORTES EM ENCOSTA, COM OCORRÊNCIA DE FRAGMENTOS DE FERRICRETE	101
FIGURA 58 - ILUSTRAÇÃO REPRESENTATIVA DO PERFIL P13 E DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA DE HORIZONTES E COLÚVIOS.....	103
FIGURA 59 – FRAGMENTOS DE FRAGMENTOS DE FERRICRETE QUE COMPÕEM A LINHA DE PEDRA PRESENTE NA FEIÇÃO DE RELEVO.	104
FIGURA 60 - FOTOGRAFIAS DE LÂMINAS E FOTOMICROGRAFIA DE AMOSTRAS DOS HORIZONTES E COLÚVIO DO P13.....	107
FIGURA 61 - ANÁLISE MINERALÓGICA POR DRX DOS MATERIAIS DO PERFIL P13.	108
FIGURA 62 - FOTOMICROGRAFIA REPRESENTATIVA DAS FEIÇÕES MICROSCÓPICA DOS HORIZONTES DO PERFIL DE FERRICRETE P13.	109
FIGURA 63 – MAPA DE RUGOSIDADE COM LOCALIZAÇÃO DAS FEIÇÕES DE RELEVO, SUSTENTADAS POR FERRICRETES.....	111
FIGURA 64 - FOTOMICROGRAFIA E ILUSTRAÇÕES DA FASE ALTERAÇÃO DO ARENITO CAIUÁ.....	112
FIGURA 65 - ILUSTRAÇÃO DO HORIZONTE MOSQUEADO	113
FIGURA 66 - ILUSTRAÇÃO DAS FEIÇÕES PEDOLÓGICAS PRESENTE NO FERRICRETE	113
FIGURA 67 – (A) ILUSTRAÇÃO DO FERRICRETE FISSURADO E PROCESSO TRANSLOCAÇÃO DE FERRO.	114

FIGURA 68 – ILUSTRAÇÃO DA GERAÇÃO DE REVESTIMENTO DE GOETHITA PURO AO REDOR DE FISSURAS.....	114
FIGURA 69 - ILUSTRAÇÃO DA PROVÁVEL EVOLUÇÃO (<i>IN SITU</i>) DO HORIZONTE DE FERRICRETE EM SEIS FASES, PELA MICROMORFOLOGIA..	115
FIGURA 70 - FOTOGRAFIA DE FERRICRETE COM PRESERVAÇÃO DO FERRICRETE PLACOIDE OU INÍCIO DA FORMAÇÃO DO FERRICRETE.....	116
FIGURA 71 – (A, A1) FOTOGRAFIA DE FERRICRETE PLACOIDE “SOLDADO” PRESERVADO EM MATAÇÃO FERRUGINIZADO. (A2) ILUSTRAÇÃO DA IMAGEM A2.	117
FIGURA 72 – ILUSTRAÇÃO SOBRE O MODELO HIPOTÉTICO DE FORMAÇÃO DO PERFIL DE FERRICRETE EM TOPOS DE COLINAS E MORROTES NO NOROESTE DO PARANÁ.....	118
FIGURA 73 - REPRESENTAÇÃO DA PROVÁVEL EVOLUÇÃO DOS PERFIS COM FERRICRETE E SUA ORGANIZAÇÃO ATUAL ALÓCTONE (MOBILIZADO) E AUTÓCTONE (<i>IN SITU</i>).....	120
FIGURA 74 - RELEVOS TÍPICOS, SUSTENTADOS PELAS DIFERENTES UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DOS ARENITOS DO GRUPO CAIUÁ.....	121
FIGURA 75 – MODELO HIPOTÉTICO DE FORMAÇÃO DOS PERFIS DE FERRICRETES EM TOPO DE COLINA E MORROTES NO NOROESTE DO PARANÁ.....	122
FIGURA 76 - LOCALIZAÇÃO DO BAIXO CURSO DO IVAÍ E ÁREA DE EXTENSÃO DO GRUPO CAIUÁ NO NOROESTE DO PARANÁ.....	123
FIGURA 77 – MAPAS DE DENSIDADE DE DRENAGEM DO BAIXO CURSO DO RIO IVAÍ.	124
FIGURA 78 – SUB-BACIAS DO BAIXO IVAÍ E RIO PATRÃO, ONDE FORAM QUANTIFICADAS TAXA DE DENUDAÇÃO POR ¹⁰ BE, RUGOSIDADE E FEIÇÕES DE RELEVO, MANTIDA POR FERRICRETES.	125
FIGURA 79 - TAXAS DE DENUDAÇÃO POR ¹⁰ BE (<i>PLOTTED</i>) EM FUNÇÃO DA DISTÂNCIA ENTRE O DIVISOR DE ÁGUA DA MARGEM ESQUERDA E DIREITA	126
FIGURA 80 - PERFIL LONGITUDINAL DO RIO PATRÃO EM ESCALA ARITMÉTICA. FONTE: FUJITA (2014).	127
FIGURA 81 – DATAÇÃO LOE NO NOROESTE DO PARANÁ.....	128
FIGURA 82 – MODELO HIPOTÉTICO DE TRANSFORMAÇÕES DO RELEVO NO NOROESTE DO PARANÁ.....	130

LISTA DE QUADROS

QUADRO 1 - CARACTERÍSTICAS DAS SUBUNIDADES MORFOESCULTURAIS DO NOROESTE DO PARANÁ.	31
QUADRO 2 - FASES HISTÓRICAS DE DESENVOLVIMENTO DO CONCEITO DAS LATERITAS.	37
QUADRO 3 - SÍNTESE DE ALGUMAS PESQUISAS QUE UTILIZARAM OS MÉTODOS $^{40}\text{AR}/^{39}\text{AR}$ E (U-TH)/HE PARA DATAÇÃO DE MINERAIS SUPÉRGENOS.....	47
QUADRO 4 - CRONOLOGIA ESTIMADA DAS SUPERFÍCIES APLAINADAS POR MODELOS DE PEDIPLANAÇÃO E POR DATAÇÃO $^{40}\text{AR}/^{39}\text{AR}$ E (U-TH)/HE. ...	51
QUADRO 5 - SÍNTESE DE TRABALHOS SOBRE A EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTES DA PLANÍCIE ALUVIAL DO RIO IVAÍ.	58
QUADRO 6 - PRINCIPAIS CRITÉRIOS PARA IDENTIFICAÇÃO DE FEIÇÕES MORFOLÓGICAS LOCAIS, DENTRO DOS RELEVOS DE DEGRADAÇÃO (DENUDAÇÃO).	65
QUADRO 7 – ATRIBUTOS MORFOMÉTRICOS DAS FEIÇÕES DE RELEVO E MATERIAIS PRESENTES.	75
QUADRO 8 – DADOS MORFOLÓGICOS DA FEIÇÃO F14.	83
QUADRO 9 – RESULTADOS ANALÍTICO-QUÍMICOS POR FRX DOS HORIZONTES DO P14.....	89
QUADRO 10 – PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS MICROMORFOLÓGICAS DO PERFIL P14.....	98
QUADRO 11 – DADOS MORFOLÓGICOS DA FEIÇÃO F13.	99
QUADRO 12 – RESULTADOS QUÍMICOS POR FRX DOS HORIZONTES DO P13...	105
QUADRO 13 – PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS MICROMORFOLÓGICAS DO P13.110	

SUMÁRIO

1 - INTRODUÇÃO	20
2 - APRESENTAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	23
2.1 Localização e geologia do Noroeste do Paraná	23
2.2 Aspectos climáticos e de vegetação do Noroeste do Paraná	27
2.3 Relevo do Noroeste do Paraná.....	30
2.4 Solos do Noroeste do Paraná	32
3 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	35
3.1 Conceituação do termo ferricrete	35
3.2 “Lateritas” originadas por acumulação relativa e absoluta e tempo de formação....	40
3.2.1 “Lateritas” desenvolvidos por acumulação relativa	41
3.2.2 “Lateritas” desenvolvidas por acumulação absoluta	42
3.3 “Lateritas” e geocronologia de intemperismo	45
3.3.1 Superfícies aplainadas no estado do Paraná e datações por métodos geocronológicos	48
3.3.2 Leste do Paraná (Primeiro e Segundo Planalto)	49
3.3.3 Terceiro Planalto – Planaltos basálticos	51
3.3.4 Noroeste do Paraná - Terceiro Planalto – Planaltos areníticos.....	52
3.4 Estudos paleogeográficos e da tectônica recente, no baixo curso do rio Ivaí	56
3.4.1 Tectônica recente e paleoclima do quaternário no baixo curso do rio Ivaí	56
4 - MATERIAIS E MÉTODOS	63
4.1 Procedimento metodológico	64
4.1.1 Índice de Concentração de Rugosidade - ICR.....	64
4.1.2 Procedimentos em campo e descrição morfológica	66
4.1.3 Fluorescência de Raio-X e Difração de raio-X	67
4.1.4 Micromorfologia.....	68
4.1.5 Datação por Luminescência Opticamente Estimulada - LOE.....	69
5 - RESULTADOS.....	71
5.1 Índice de Concentração de Rugosidade e a caracterização morfológica dos perfis de ferricretes	71
5.2 Descrição morfológica, micromorfológica, mineralógica e geoquímica dos horizontes dos perfis de ferricretes	80

5.2.1 Descrição macromorfológica do perfil P14.....	83
5.2.2 Análise química, descrição micromorfológica e mineralogia do perfil P14	89
5.2.3 Descrição macromorfológica perfil P13.....	99
5.2.4 Análise química, descrição micromorfológica, mineralógica e geocronológica (LOE) do perfil P13	105
5.3 Relação entre dados dos perfis P13 e P14 e gênese de perfis de ferricretes.....	112
5.3.1 Etapas de intemperismo e formação do ferricrete, inferidas por análise micromorfológica dos horizontes do P14.....	112
5.3.2 Processos de alteração, ferruginização e formação do perfil de ferricrete	116
5.3.3 Da evolução <i>in situ</i> ao desmantelamento do perfil de ferricrete	119
6 - DISCUSSÃO.....	121
6.2 Relações dos perfis de ferricretes, efeitos da tectônica recente e mudanças ambientais no Quaternário	123
7 - CONCLUSÃO	131
REFERÊNCIAS	133
APÊNDICE 1 – MAPA DE DECLIVIDADE DO NOROESTE DO PARANÁ.....	146
APÊNDICE 2 - DIVERSIDADE DE FORMAS DE FERRICRETES.....	147
APÊNDICE 3 - FOTOGRAFIA E FOTOMICROGRAFIA DE DIFERENTES FERRICRETE NO P14.	148
APÊNDICE 4 – FOTOMICROGRAFIA DE FEIÇÕES FERRUGINOSAS.	149
APÊNDICE 5 – FOTOMICROGRAFIA DE FEIÇÕES FERRUGINOSAS.	150
APÊNDICE 6 - MICROMORFOLOGIA E MINERALOGIA DE NÓDULOS DE GOETHITA DE SEGUNDA GERAÇÃO..	151
APÊNDICE 7 – A) FOTOGRAFIA DE NÓDULO MACIÇO DE GOETHITA.....	152
APÊNDICE 8 - MICROMORFOLOGIA E MINERALOGIA DE REVESTIMENTO DE GOETHITA EM FISSURAS.	153
APÊNDICE 9 - FRAGMENTOS DE FERRICRETE DA LINHA DE PEDRA COM PRESENÇA DE MOSQUEADO BRANCO NÃO FERRUGINIZADO (PRESERVADO).	154
APÊNDICE 10 – QUADRO DE TEXTURA DOS HORIZONTES E CAMADAS DOS PERFIS P14 E P13.	155
APÊNDICE 11 – RESULTADOS ANALÍTICO-QUÍMICOS POR FRX.....	156
APÊNDICE 12 - IDADE LOE DO MATERIAL DA FEIÇÃO 13 (F13)	157
APÊNDICE 13 – PLOT RADIAL DA AMOSTRA F13D – 100 CM.....	158

APENDICE 14 - IDADE LOE DO MATERIAL DA FEIÇÃO 10 (F10)	159
APÊNDICE 15 – PLOT RADIAL DA AMOSTRA F10D – 90 CM.....	160
APENDICE 16 - IDADE LOE DO MATERIAL DA FEIÇÃO 10 (F10D).	161
APÊNDICE 17 – PLOT RADIAL DA AMOSTRA F10D – 215 CM.....	162
APENDICE 18 - IDADE LOE DO MATERIAL DA FEIÇÃO 04 (F04).	163
APÊNDICE 19 – PLOT RADIAL DA AMOSTRA F04 – 60-70 CM	164

1 - INTRODUÇÃO

Na zona tropical, extensas áreas dos escudos cratônicos da África, Índia, Austrália e América do Sul mantiveram-se estáveis no Cenozóico. Essas áreas têm sido submetidas a processo contínuo de intemperismo, sendo caracterizadas por complexos e espessos mantos de alteração (de até 400m de profundidade) e formas geradas por denudação diferencial (*inselbergs*, morros residuais, superfícies aplainadas), caracterizando o relevo tropical como intimamente associado aos mantos de alteração (FARINAN; JEJE, 1983).

Um exemplo da influência dos mantos de intemperismo na forma do terreno é o capeamento de espessos ferricretes (horizontes cimentados por ferro) em feições do relevo tropical (colinas, platôs, mesas) que, em determinadas situações, tornam-se o fator responsável por sua sustentação, influenciando fortemente nas formas de relevo local. Entretanto, um fato mais importante é a relação dos ferricretes com a evolução da paisagem como um todo, e isso só é possível quando se conhece a gênese dessas concentrações ferruginosas (THOMAS, 1994).

Baseado nessa premissa, a pesquisa da presente tese procurou compreender a gênese e o desmantelamento de ferricretes situados em topos de colinas e morrotes, utilizando-os como materiais que registraram processos esculturadores da paisagem na área abordada. A área de estudo abrange a extensão de ocorrência dos arenitos do Grupo Caiuá, na região Noroeste do Paraná (FIGURA 1), correspondendo a, aproximadamente, 13% do estado paranaense.

Em estudo anterior, nessa região, Justus (1985), pelo modelo de evolução policíclica do relevo proposto por Bigarella *et al.* (1965), realizou o mapeamento sistemático dos níveis aplainados por imagens de radar do projeto RADAMBRASIL, associadas a análises de campo, identificando duas superfícies denominadas de Superfície Interplanáltica I e II, que correspondem ao Pd₁.

Nessas superfícies, verifica-se a ocorrência de fragmentos de ferricretes (pedimentos) de origem pedogenética, mobilizados ao longo de encostas, que estão, no presente, organizados na forma de linhas de pedra (JUSTUS, 1985).

Ainda, segundo Justus (1985), os fragmentos de ferricretes são produtos resultantes de processos de aplainamento do relevo e sustentam feições morfológicas de pequenas elevações, como morrotes e colinas, que se diferenciam na paisagem de relevos suaves, característico da região.

Apesar da alusão à presença de fragmentos de ferricretes em topos de feições de relevo no Noroeste do Paraná, há somente uma descrição de perfil encouraçado na Serra dos Dourados, localizado no divisor entre as bacias dos rios Ivaí e Piquiri. Constata-se, nesse sentido, que nenhum estudo detalhado foi realizado, na tentativa de compreender a gênese dos ferricretes; os processos pós-formação dos ferricretes, que mobilizaram essas concentrações ferruginosas; ou sobre datações da mobilização desses materiais.

É nessa via que seguiu a hipótese deste trabalho, isto é, que os ferricretes em topos de colinas e morrotes são produtos de fases de evolução do relevo e sua disposição atual está associada a processos de denudação recente (Quaternário).

Sendo assim, esta tese teve por objetivo compreender os mecanismos e processos pedogenéticos envolvidos na gênese dos ferricretes, situados em topo de feições de relevo (morrotes e colinas) no Noroeste do Paraná, buscando identificar relações genéticas entre diferentes horizontes dos perfis, bem como verificar sua relação com transformações da paisagem nesse mesmo ambiente.

Para alcançar o objetivo proposto neste estudo, alguns procedimentos metodológicos foram definidos, tais como:

1. extrair parâmetros morfométricos derivados do Modelo Digital de Elevação (MDE) do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), para identificar feições de relevo que podem ser sustentadas pela presença de ferricrete;
2. caracterizar e descrever morfologicamente os perfis com ferricrete, para identificar feições que tornem possível relacioná-los a sua origem e evolução;
3. descrever texturas, estruturas e fazer diagnósticos para gênese dos minerais supérgenos dos perfis, por micromorfologia e, a partir dessa, estabelecer possível ordem cronológica dos eventos de alteração e precipitação desses minerais e sua relação com o desenvolvimento dos horizontes;
4. analisar a composição química dos materiais por fluorescência de raio-X e determinar teores de elementos (%) nas amostras analisadas;
5. datar por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) os prováveis eventos de mobilização de ferricretes em topo de colinas e morrotes.

Estruturalmente, esta tese compõe-se de 7 capítulos: introdução, características gerais da área de estudo, revisão bibliográfica, materiais e métodos, resultados, discussão e conclusão.

Na introdução (**Capítulo 1**), abordam-se a problemática do estudo sobre ferricretes os objetivos do trabalho e as técnicas que serão empregadas para atingir esses objetivos.

No **Capítulo 2**, são apresentadas as características gerais da área de estudo, numa descrição dos aspectos físicos do Noroeste do Paraná (localização, geologia, clima, vegetação, relevo, solos entre outros).

O **Capítulo 3** remete à abordagem da revisão bibliográfica, com vistas a oferecer uma exposição do que já foi abordado em outros estudos sobre o tema deste trabalho, para melhor entendimento da proposta desta tese.

Para facilitar essa abordagem, entendeu-se necessário dividir esse capítulo em 3 temas ou seções: inicialmente, apresenta-se o conceito de laterita e seus vários significados, bem como justifica-se a adoção, neste trabalho, do termo geral ferricrete, sem conotações genéticas, para evitar equívoco quanto ao uso do conceito laterita.

O segundo tema é a relação entre perfil de ferricrete e relevo, apresentando-se modelos de evolução de paisagem, utilizados para o estado do Paraná, a relação desse relevo com os ferricretes e a sua cronologia de intemperismo.

O terceiro e último tema da revisão bibliográfica trata dos estudos paleogeográfico e tectônico, visando contextualizar estudos paleambientais e de tectônica recente no alto rio Paraná e baixo curso do Ivaí (insere-se no Noroeste do Paraná).

O **Capítulo 4** aborda uma descrição dos materiais e métodos utilizados neste estudo.

O **Capítulo 5** é a parte do estudo, neste caso a tese, onde são apresentados os resultados das análises laboratoriais e os dados levantados em campo, abordando-se a eficiência dos métodos para localizar ferricretes, análises laboratoriais desses (macromorfológica e micromorfológica), permitindo-se desenvolver discussões a respeito da gênese desse tipo de perfil e sua interação com a paisagem.

A discussão, apresentada no **Capítulo 6**, visa relacionar e confrontar os dados obtidos neste trabalho, por diferentes métodos, com outros obtidos anteriormente, no Noroeste do Paraná, além verificar as relações com as transformações da paisagem.

Por fim, tem-se a Conclusão (**Capítulo 7**), na qual são demonstrados os dados obtidos a partir deste estudo.

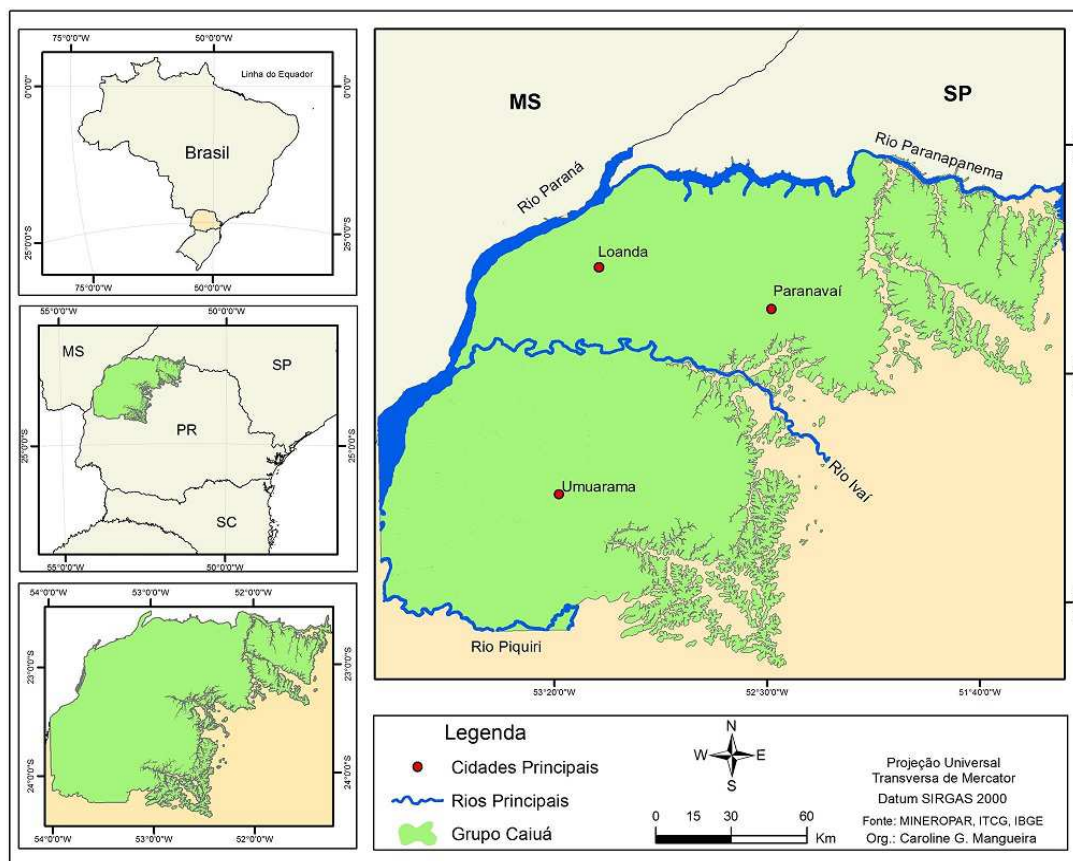
2 - APRESENTAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

2.1 Localização e geologia do Noroeste do Paraná

A área de estudo (FIGURA 1) abrange a extensão de ocorrência dos arenitos do Grupo Caiuá, está localizada no Noroeste do estado do Paraná (FIGURA 2), e apresenta perímetro total de 23.900 km², o que corresponde a, aproximadamente, 13% da área total do estado.

Os arenitos do Grupo Caiuá, no Noroeste do Paraná, assentam-se em discordância sobre unidades do Grupo São Bento (basaltos) e apresentam contato transicional com a Formação Adamantina¹ (Grupo Bauru). A origem desses arenitos está relacionada ao surgimento de uma depressão, criada por subsidência termomecânica devido a ruptura do continente Gondwana, que originou a Bacia Bauru e propiciou a acumulação dos arenitos (FERNANDES; COIMBRA, 1994). O processo de sedimentação data do intervalo Turoniano-Maastrichtiano do Cretáceo Superior, em ambiente predominantemente desértico, com ação de paleocorrentes eólicas (FIGURA 3).

FIGURA 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE OCORRÊNCIA DO GRUPO CAIUÁ, NO NOROESTE DO ESTADO DO PARANÁ.



FONTE: MINEROPAR, ITCG, IBGE.

¹Formação Adamantina, em proposição, Fernandes e Coimbra (1994) extinguiram essa formação e englobaram uma nova, denominada de Formação Rio do Peixe.

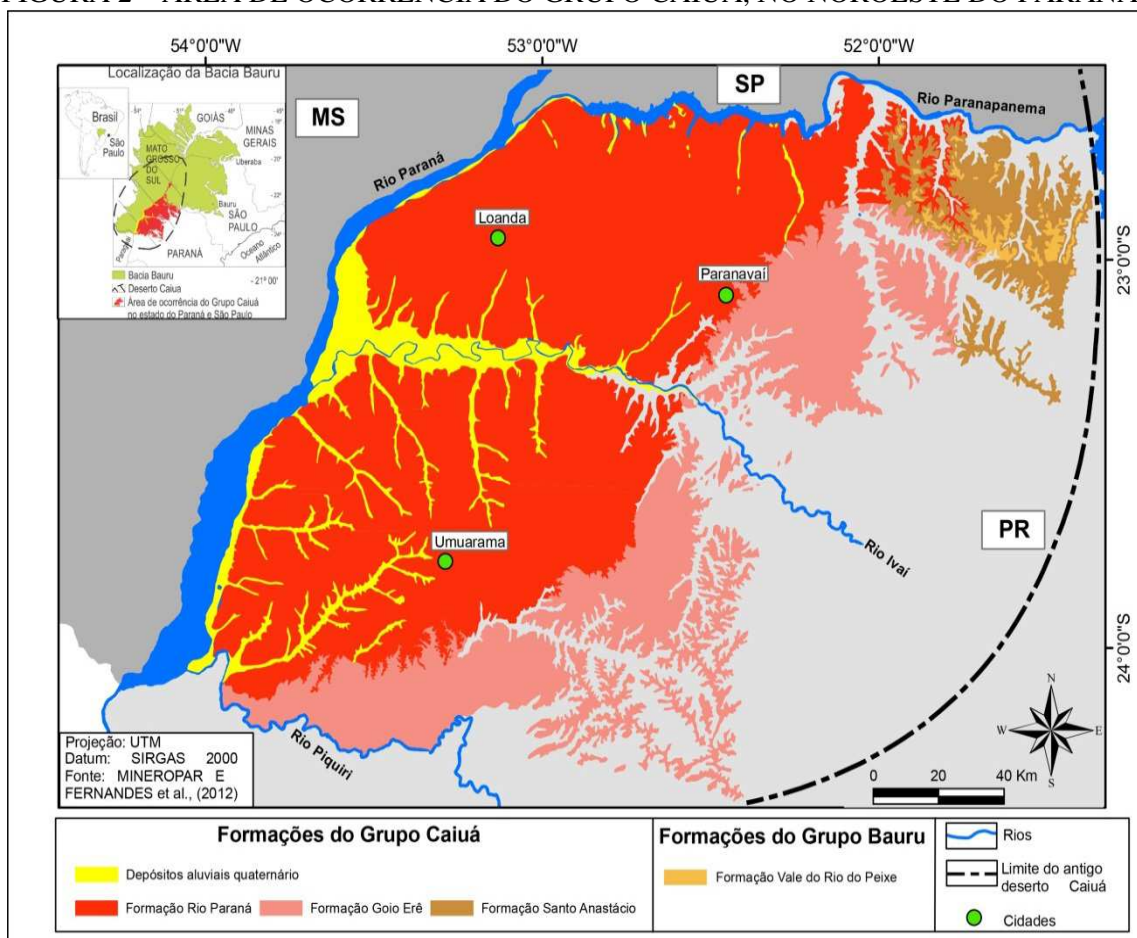
O Grupo Caiuá é composto por três formações: Goio Erê, Rio Paraná e Santo Anastácio. Os sedimentos desse grupo foram depositados em ambiente desértico, geneticamente relacionados, correspondentes a compartimentos paleogeográficos distintos: zona central de *sand sea* (Formação Rio Paraná); zona de depósitos eólicos periféricos (Formação Goio Erê); e planície de lençóis de areia (Formação Santo Anastácio) (FERNANDES; COIMBRA, 1994).

A Formação Rio Paraná é constituída por quartzarenitos bem selecionados, com estratificação cruzada de médio a grande porte, marrom-avermelhados a arroxeados, de granulação fina, média e secundariamente subarcoseanos. Mineralogicamente são supermaturos e apresentam boa maturidade textural.

A Formação Goio Erê é composta por quartzarenitos dispostos em estratos tubulares maciços e com estratificação cruzada de médio a pequeno porte, alternados. É constituída por arenitos frequentemente subarcoseanos, marrom-avermelhados a cinza-arroxeados, granulação fina a muito fina, ocasionalmente média. Mineralogicamente são maduros e texturalmente submaturos.

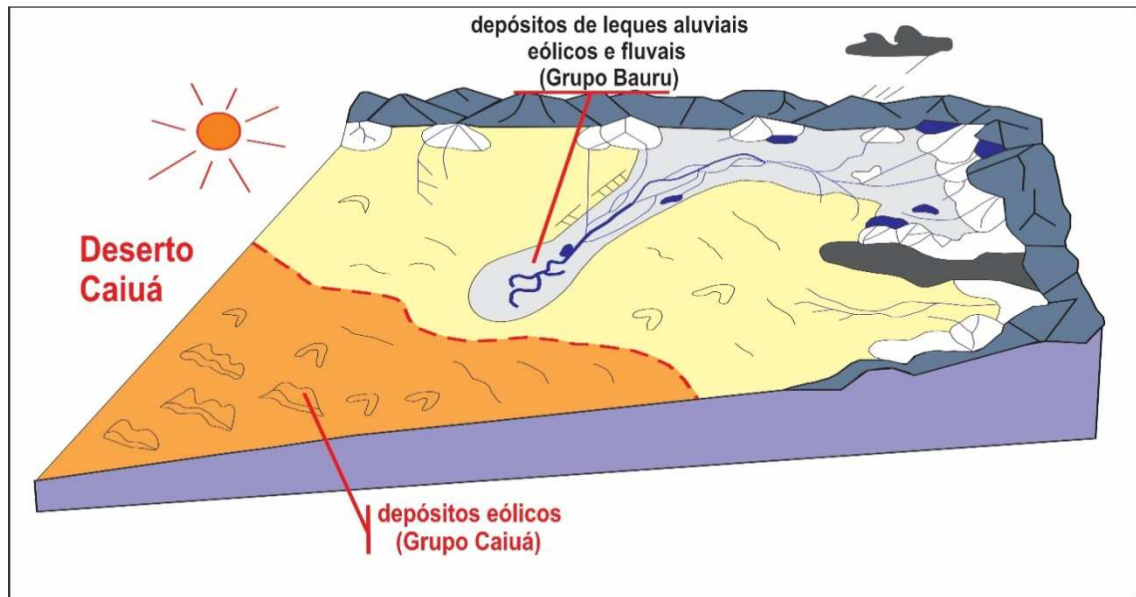
A Formação Santo Anastácio é constituída por arenitos às vezes com cimento e concreções carbonáticas (centimétricas a métricas), em geral em estratos maciços. É constituída por arenitos finos a muito finos, com fração siltica subordinada, essencialmente quartzosos.

FIGURA 2 – ÁREA DE OCORRÊNCIA DO GRUPO CAIUÁ, NO NOROESTE DO PARANÁ.



MODIFICADO DE FERNANDES *et al.* (2012) E MINEROPAR.

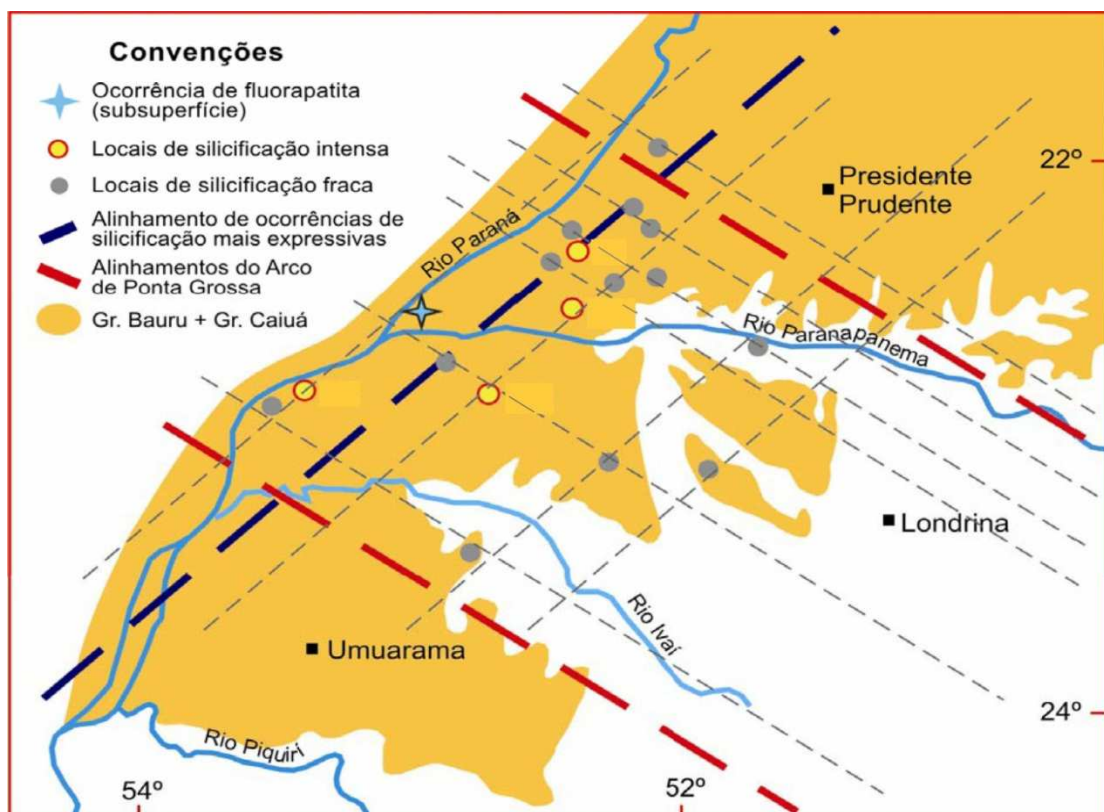
FIGURA 3 – AMBIENTES E SISTEMAS DEPOSICIONAIS, NA PARTE ORIENTAL DA BACIA BAURU.



FONTE: FERNANDES *ET AL.* (2012).

Ainda sobre a geologia do Noroeste do Paraná, ocorrem elevações anômalas, alongadas e solitárias, sustentados por arenitos (exemplo Três Morrinhos) (FERNANDES *et al.* 2012). A origem dessa silicificação é atribuída à ascensão de fluidos hidrotermais (silicosos) nos cruzamentos dos sistemas fissurais regionais, com o prolongamento do Arco de Ponta Grossa (FIGURA 4). É provável que a ascensão desses fluidos esteja relacionada ao magmatismo alcalino neocretáceo, penecontemporâneo à sedimentação do Grupo Caiuá, que percolaram e cimentaram os depósitos arenosos (FERNANDES *et al.*, 1993).

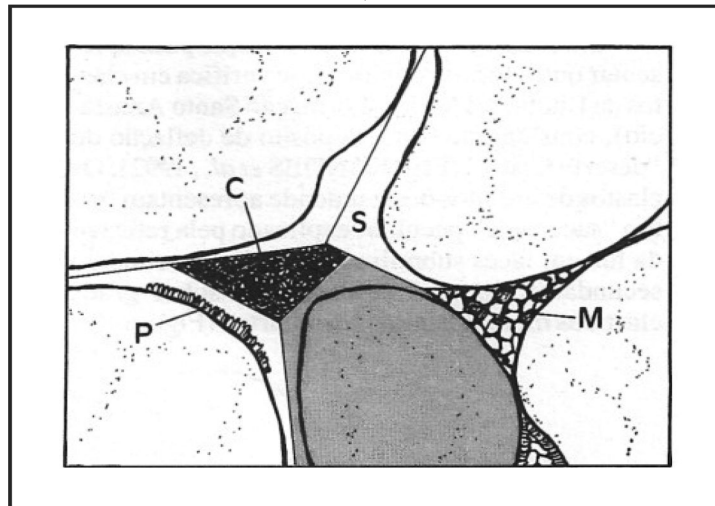
FIGURA 4 - LOCAIS DE OCORRÊNCIA DE ARENITOS SILICIFICADOS, NA PORÇÃO MERIDIONAL BACIA BAURU.



O processo de silicificação tem caráter localizado e evidencia-se por revestir e preencher espaços intergranulares do arcabouço com sílica de diferentes texturas (FIGURA 5), com preservação do contorno detrítico original, anterior à silicificação, identificado graças à película de óxido de ferro ao redor dos grãos (FIGURA 6), posto que a silicificação hidrotermal, frequentemente, modifica a textura primária da rocha (FERNANDES *et al.* 1993).

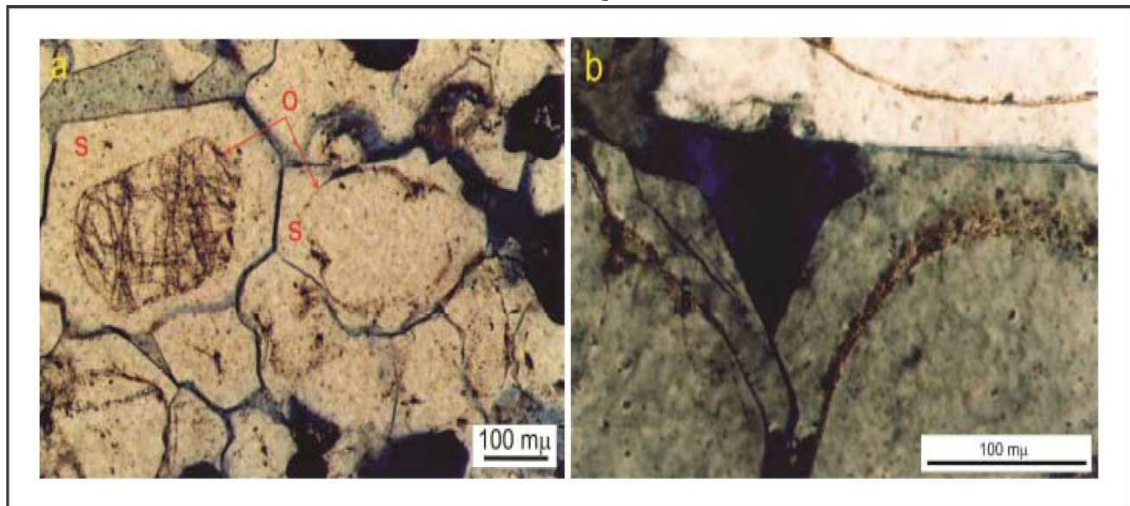
Também, análises em campo, realizadas por Fernandes *et al.* (1993), indicaram que a silicificação não está vinculada horizontes estratigráficos ou feições genéticas, relacionados a processos controlados pelo clima (horizontes de silcrete). Um exemplo é o morrote da fazenda Santa Ida (Pontal do Paranapanema), que expõe, do sopé ao topo, as Formações Rio Paraná, Santo Anastácio e Vale do Rio do Peixe, todas silicificadas. Outro indicativo que corrobora a hipótese do hidrotermalismo é a presença de palygorskita em basalto sotoposto, e carbonato-fluorapatita em arenitos do Grupo Caiuá, ambos na região de Pontal do Paranapanema.

FIGURA 5 - ILUSTRAÇÃO ESQUEMÁTICA COM QUATRO FORMAS DE TEXTURAS DE CRESCIMENTO DA SÍLICA, IDENTIFICADAS: P – PALIÇADA (FRANJA DE MICROCRISTAIS PRISMÁTICOS), S-SINTAXIAL (MEGAQUARTZO), M-POLIGONAL EM MOSAICO, E C – MICROCRISTALINA.



Fonte: Fernandes *et al.* (1993).

FIGURA 6 - FOTOMICROGRAFIAS DA SEÇÃO DELGADA DE AMOSTRA DE SUPERFÍCIE, COM LUZ POLARIZADA, FORMAÇÃO RIO PARANÁ (TRÊS MORRINHOS, TERRA RICA, PR). (A) ARENITO QUARTZOSO SILICIFICADO, EXIBINDO CONTORNOS ORIGINAIS DE GRÃOS ARREDONDADOS, PRÉ-SILIFICAÇÃO; (O) PELÍCULA DE ÓXI/HIDRÓXIDO DE FERRO; (S) CRESCIMENTO SINTAXIAL DE QUARTZO; (B) DETALHE DO REVESTIMENTO POR CRESCIMENTO SECUNDÁRIO DE SÍLICA, COM NOTÁVEL DESENVOLVIMENTO DE FACES PLANAS DO QUARTZO.



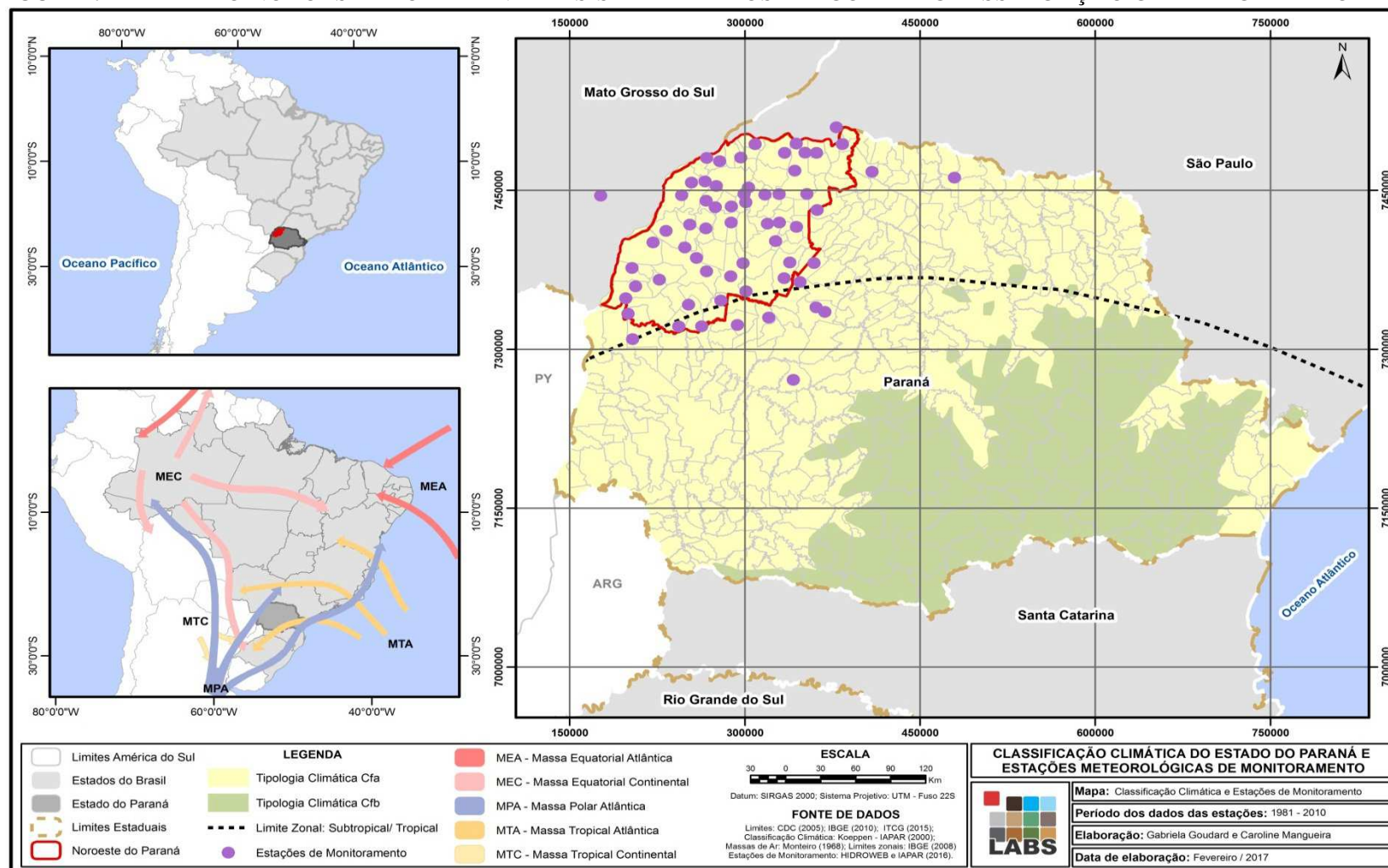
FONTE: FERNANDES *et al.* (2012).

2.2 Aspectos climáticos e de vegetação do Noroeste do Paraná

O clima do Noroeste do Paraná é classificado como Cfa-subtropical úmido mesotérmico (FIGURAS 7 e 8), caracterizado por apresentar verões quentes, baixa frequência de geadas severas e tendência de concentração de chuvas no período de verão.

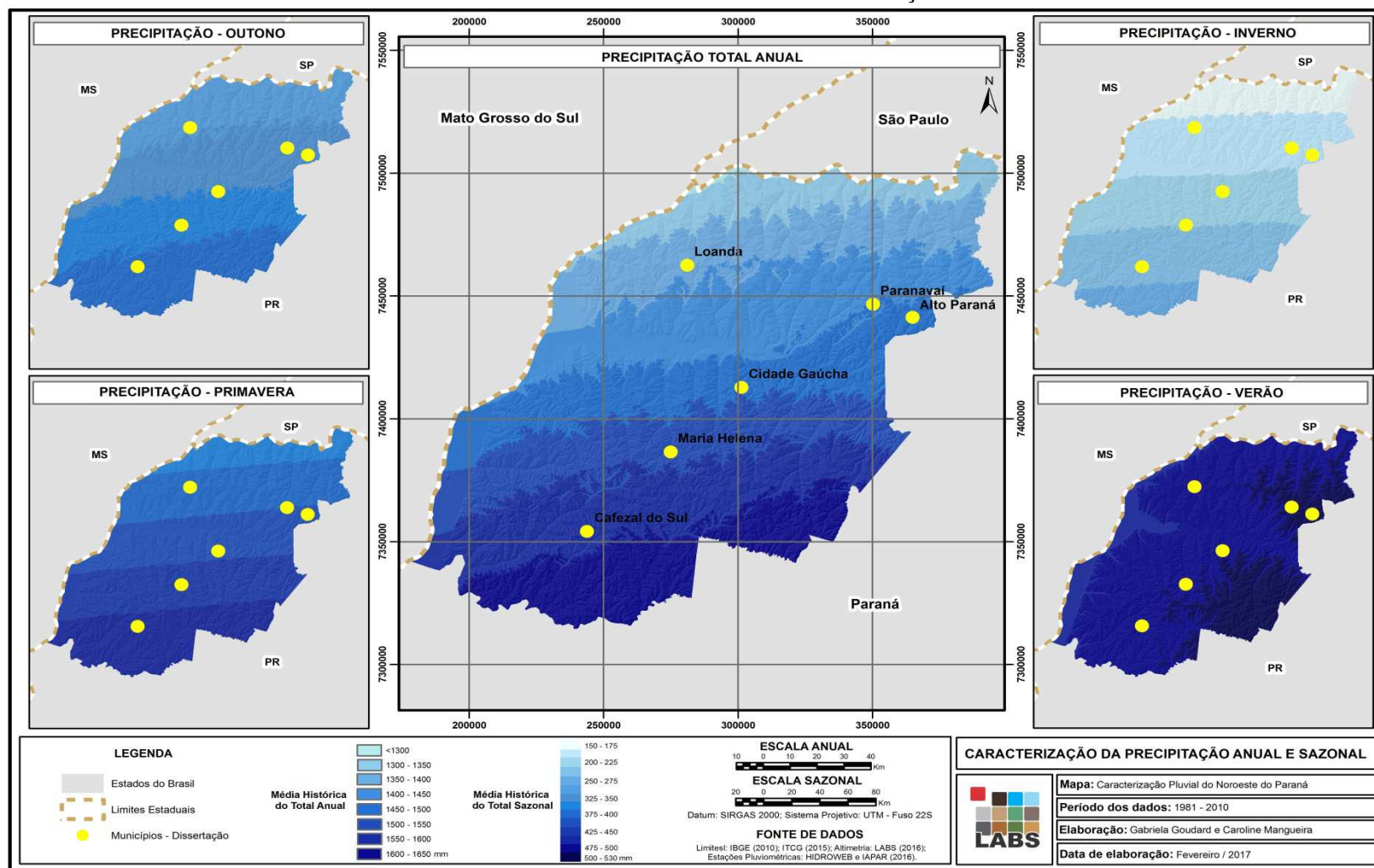
As precipitações são regularmente distribuídas, aumentando no sentido norte-sul, principalmente nas estações de inverno, outono e primavera. No Noroeste, os totais pluviais anuais variam de 1.300 a 1.650 mm, com maiores concentrações nos meses de verão, quando os valores oscilam entre 450 e 530 mm, em média (FIGURA 8).

FIGURA 7 – MAPA DO NOROESTE DO PARANÁ DE SISTEMA ATMOSFÉRICO E DA CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA DE KÖPPEN.



FONTE: MANGUEIRA (2017).

FIGURA 8 - MAPA DO NOROESTE DO PARANÁ DE PRECIPITAÇÃO ANUAL E SAZONAL.



FONTE: MANGUEIRA (2017).

De acordo com SEAB (2007), o período entre novembro e março é o mais chuvoso, apresentando média que varia de 110 a 290 mm/mês. Nesse período, as maiores concentrações pluviométricas ocorrem entre dezembro e janeiro, quando, concomitantemente, apresentam índices mais elevados de temperatura, atingindo 40°C; já entre abril e setembro, as temperaturas se tornam menos elevadas, atingindo entre 13° e 20°C.

A cobertura vegetal original é caracterizada pela Floresta Estacional Semidecidual. Esse tipo de vegetação está associado às condições climáticas que predominam na região, isto é, variação de períodos chuvosos com temperaturas elevadas, intercaladas com períodos de estiagem e baixas temperaturas (RODERJAN *et al.* 2002).

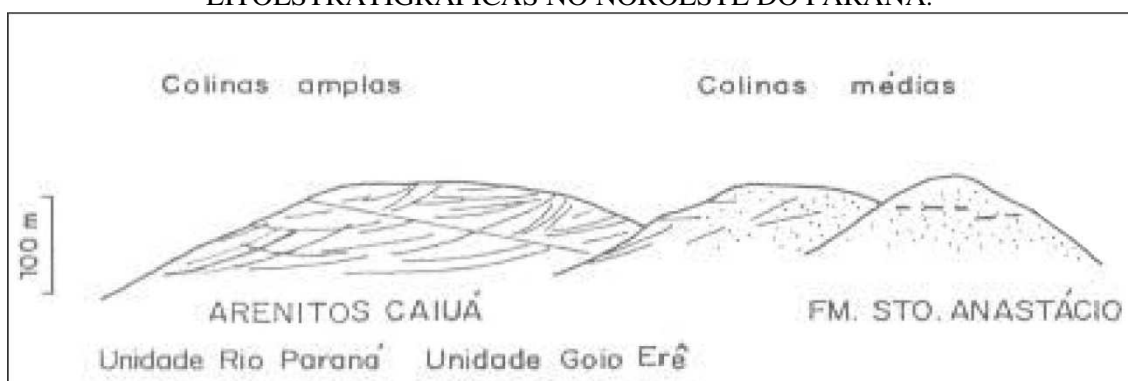
Segundo levantamento fitogeográfico, feito por Maack (1968), a cobertura original do Noroeste do estado era formada por 98% de Floresta Estacional Semidecidual, 1,8% de campos inundáveis e 0,2% por campos.

2.3 Relevo do Noroeste do Paraná

Na região do Terceiro Planalto Paranaense, sobretudo na área de ocorrência dos Arenitos do Grupo Caiuá, o relevo apresenta-se, de modo geral, uniforme, monótono de colinas amplas (NAKASHIMA, 2000).

O modelado do relevo atual é consequência de alternância de ambientes seco/úmido no Cenozóico, que desencadearam processos geomorfológicos (dissecação, intemperização, pedogênese, recuo lateral de encostas), esculturando as presentes formas (BIGARELLA; MAZUCHOWSKI, 1985). Associado aos processos morfogenéticos, o relevo do Noroeste do Paraná possui, em parte, relação com os tipos de arenitos do Grupo Caiuá (FIGURA 9). Por exemplo, onde ocorrem arenitos das formações Rio Paraná e Goio Erê, não há presença de fácies cimentadas por carbonato e exibem estrutura de grande a médio porte; a morfologia do relevo apresenta-se na forma colinas amplas (>4 km² de área). No entanto, em regiões onde ocorrem arenitos da Formação Santo Anastácio, com estruturas tabulares (lençóis de areia) e fácies maciça com cimentação carbonática, a morfologia apresenta-se em colinas médias (1 km² de área).

FIGURA 9 - RELEVOS TÍPICOS SUSTENTADOS PELAS DIFERENTES UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS NO NOROESTE DO PARANÁ.



FONTE: FERNANDES (1992).

Santos *et al.* (2006) realizaram o mapeamento geomorfológico do Noroeste do Paraná em escala regional (1:250.000), baseando-se nos conceitos de morfoescultura e

morfoestrutura, definidos nos trabalhos de Ross (1997). Nesse mapeamento, foram identificadas duas unidades morfoesculturais (Terceiro Planalto e Planícies), compartmentadas em cinco subunidades (Planalto de Maringá, Campo Mourão, Umuarama, Paranavaí e Planície fluvial) (FIGURA 10), apresentando poucas diferenças morfológicas (QUADRO 1). Diferenças morfológicas entre planaltos na área são relacionadas às formas de vertentes e vales, como o planalto de Campo Mourão, com vertentes retilíneas na porção superior, passando a côncava na base, e os vales são em calhas. Diferentes são os planaltos de Umuarama, Paranavaí, Maringá, que exibem vertentes convexas e vales em “V”.

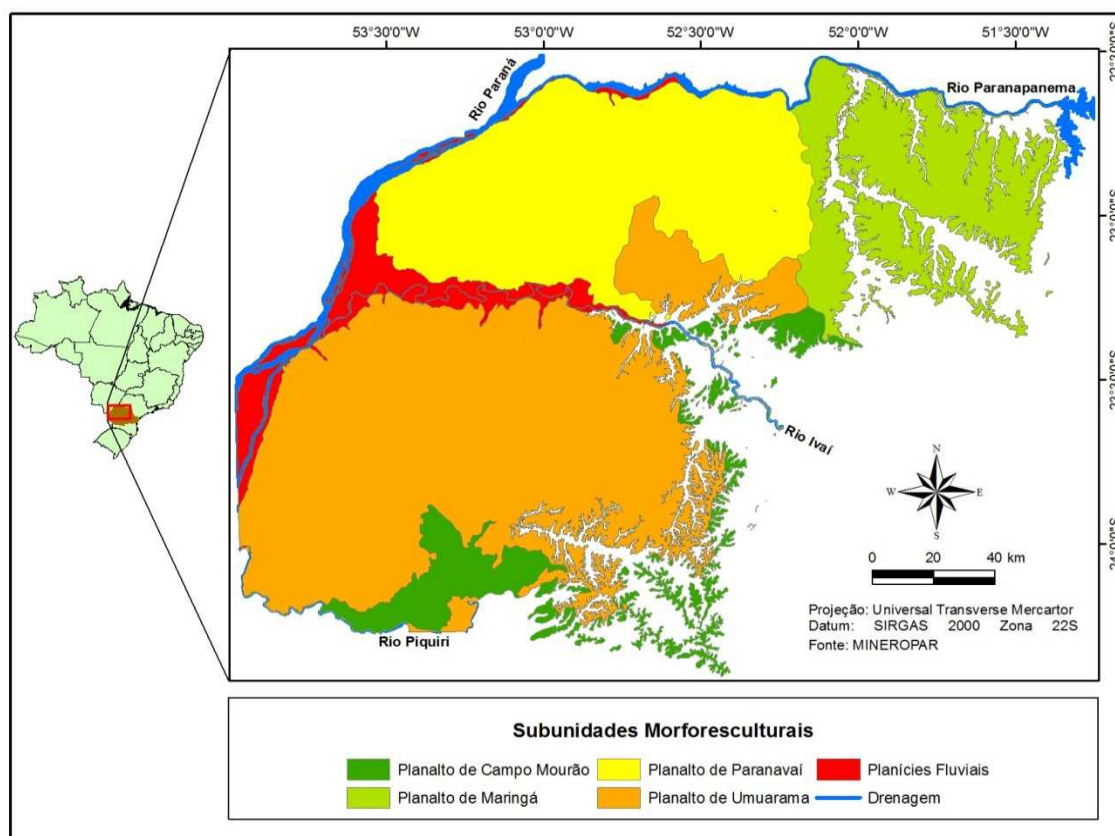
Uma ressalva que se deve observar é que, mesmo em planaltos desenvolvidos sobre mesma geologia, eles podem apresentar diferenças, como os planaltos de Umuarama e Paranavaí, sendo ambos esculturados em arenitos do Grupo Caiuá e em condições climáticas semelhantes, contudo apresentam média de dissecação diferenciada (QUADRO 1).

QUADRO 1 - CARACTERÍSTICAS DAS SUBUNIDADES MORFOESCULTURAIS DO NOROESTE DO PARANÁ.

	Planaltos				Planície
	Campo Mourão	Maringá	Paranavaí	Umuarama	
Forma	Topos aplainados, vertentes retilíneas e concâvas e vales em calhas	Topos alongados e aplainados, vertentes convexas e vales em “V”	Topos aplainados, vertentes convexas e vales em “V”	Topos alongados e aplainados, vertentes convexas e vales em “V”	-
Dissecação	Baixa	Baixa	Baixa	Média	Baixa
Declividade (%) predominante	6%	6%	6%	6-12%	-
Altitude (m)	260-520	260-620	240-580	240-620	-
Geologia	Basalto	Basalto	Arenito	Arenito	Sedimentos inconsolidados

FONTE: SANTOS *ET AL.* 2006.

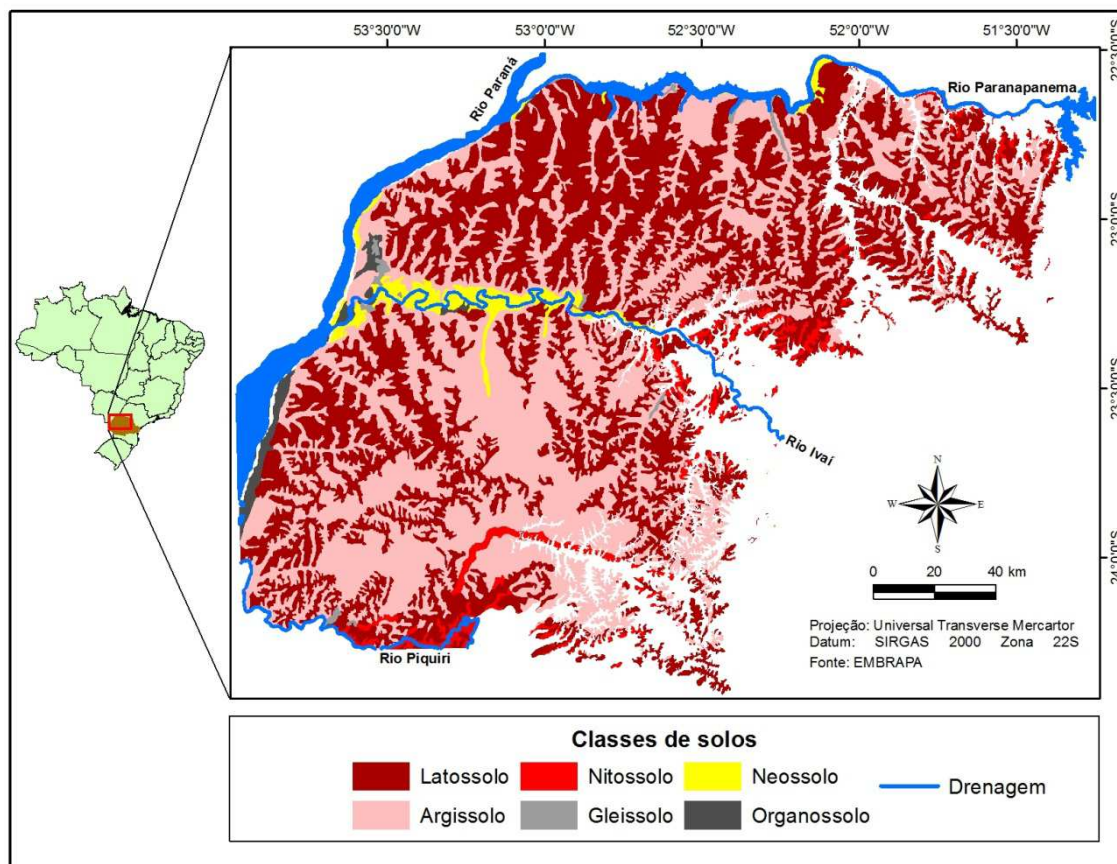
FIGURA 10 - MAPA MORFOESCULTURAL DA ÁREA DE OCORRÊNCIA DOS ARENITOS DO GRUPO CAIUÁ.



2.4 Solos do Noroeste do Paraná

As classes de solos de maior ocorrência na região Noroeste do Paraná são os Latossolos e Argissolos (FIGURA 11). Nos topos e nas altas vertentes (interflúvios) predominam Latossolos, e nos setores de médias vertentes ocorrem os Argissolos associados ao aumento da declividade (GASPARETTO *et al.* 1999).

FIGURA 11 – MAPA DE SOLOS NO NOROESTE DO PARANÁ.

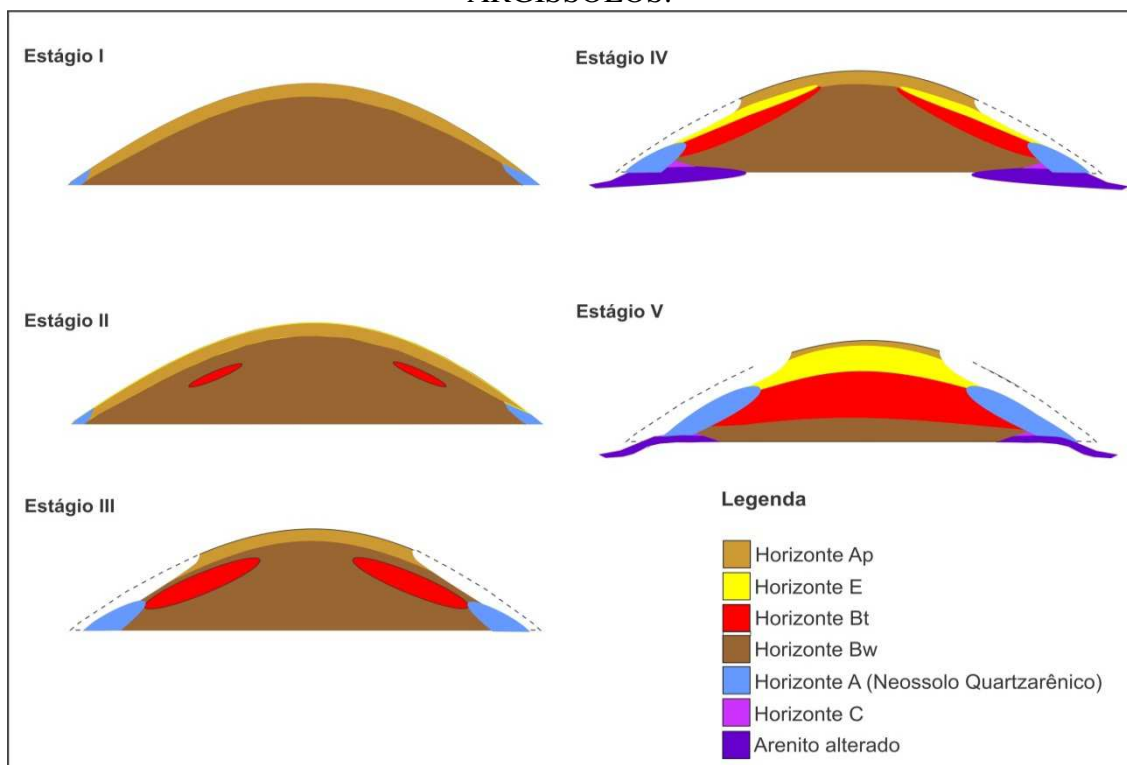


FONTE: EMBRAPA, 2000

Diversos estudos foram desenvolvidos na região Noroeste do Paraná referentes a pedogênese, abordando, principalmente, sistemas de transformação pedológica de Latossolo em Argissolo (CUNHA, 1999; GASPARETTO, 1999; MARTINS, 2000; ZAGO, 2000; ZAPAROLI, 2009). Por esse tipo de estudo, constatou-se que o desenvolvimento dos Argissolos (FIGURA 12) se dá pelo processo de adensamento da estrutura microagregada do Latossolo, transformando a estrutura em blocos. Em consequência dessa modificação estrutural, ocorre a argiluviação na forma de revestimentos e preenchimentos em poros e paredes do bloco, originando o horizonte B textural.

Essa transformação pedológica avança no sentido da baixa vertente para alta, caracterizando-a como remontante.

FIGURA 12 - MODELO TEÓRICO DE TRANSFORMAÇÃO PEDOLÓGICA LATOSSOLO EM ARGISSOLO. ESTÁGIO I: FERRALITIZAÇÃO GENERALIZADA, QUE ORIGINOU ESPESSOS LATOSSOLOS; ESTÁGIO II: SURGIMENTO DE UM HORIZONTE B TEXTURAL (BT) POR ADENSAMENTO; ESTÁGIOS III E IV: AVANÇO REMONTANTE DAS FRENTES DE TRANSFORMAÇÃO PEDOLÓGICA DO HORIZONTE ARGÍLICO (BT) SOBRE O B LATOSSÓLICO (BW); ESTÁGIO V: AS FRENTES DE TRANSFORMAÇÃO PEDOLÓGICAS, REMONTANTES DAS VERTENTES OPOSTAS, ENCONTRAM-SE, TRANSFORMANDO, POR COMPLETO, OS LATOSSOLOS INICIAIS EM ARGISSOLOS.

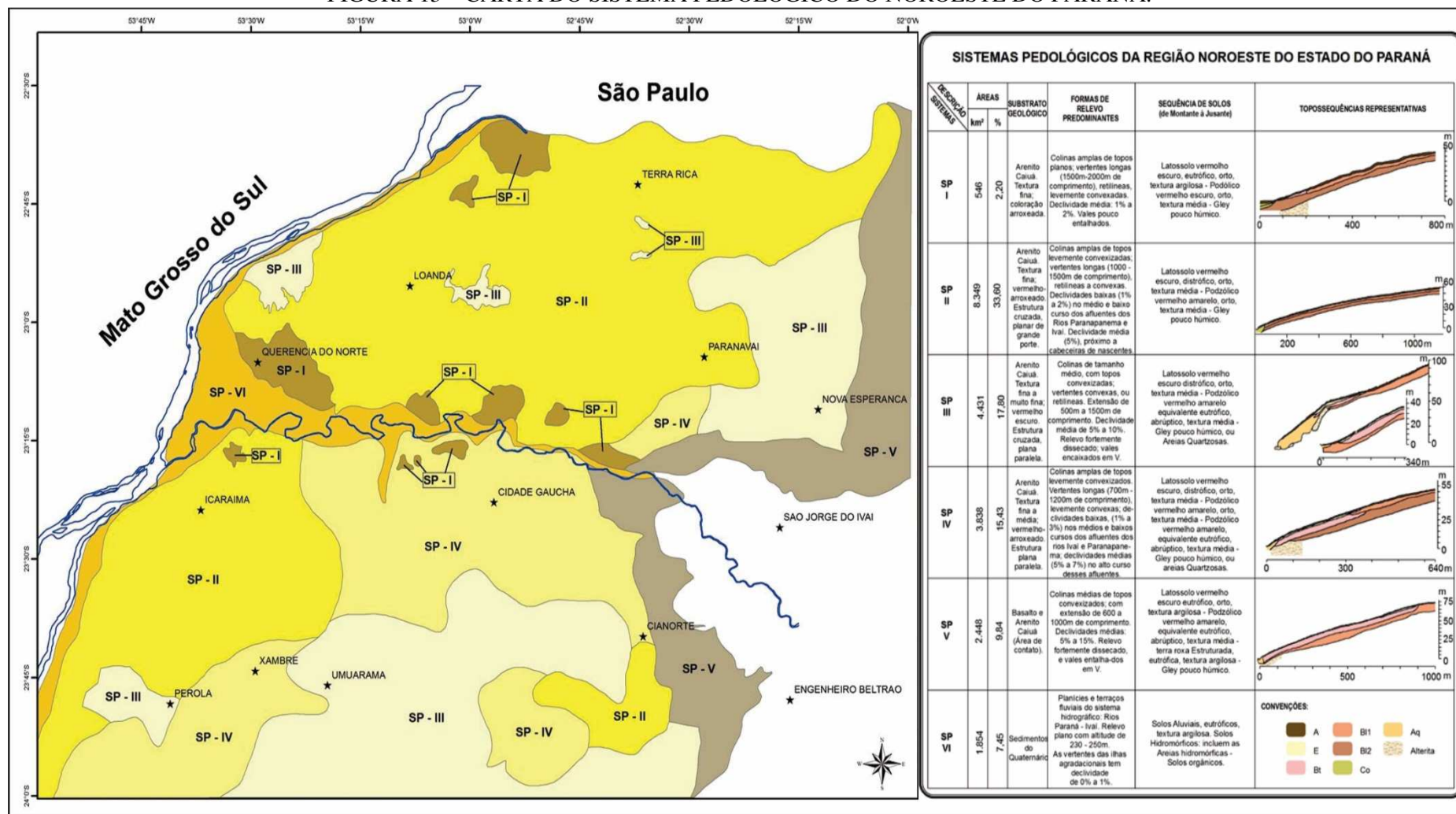


FONTE: CALEGARI (2000). ADAPTADO PELO AUTOR (2017).

A partir do entendimento sobre sistema de transformações pedológicas de Latossolo-Argissolo em escala de vertente, Nakashima (2000) desenvolveu estudos regionais sobre mapeamento de sistema pedológico do Noroeste do Paraná (FIGURA 13), resultando em seis sistemas pedológicos cartografados. O mesmo autor também relacionou as formas de relevo com estágio de avanço remontante do horizonte Bt nas vertentes (FIGURA 12), determinando a suscetibilidade erosiva, de acordo com os diferentes sistemas pedológico.

Mangueira (2012) mapeou feições erosivas (sulcos, ravinas e voçorocas) no Noroeste do Paraná e constatou que as erosões predominam em Argissolos (63%) e concentram-se no intervalo altimétrico de 300-400m. Esse intervalo altimétrico coincide, justamente, com o surgimento do horizonte B textural do Argissolo, já determinado nos compartimentos de sistemas pedológicos do Noroeste do Paraná (Nakashima, 2000). Esse foi o primeiro estudo a relacionar ocorrência de feições erosivas com os sistemas pedológicos no Noroeste do Paraná, sendo essa relação considerada importante para a compreensão dos fenômenos erosivos que ocorrem na região.

FIGURA 13 – CARTA DO SISTEMA PEDOLÓGICO DO NOROESTE DO PARANÁ.



FONTE: NAKASHIMA (2000).

3 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O intemperismo laterítico gera produto de acumulação de óxido supérgeno, também denominado de laterita. Contudo a sua definição não é consenso na comunidade científica. Para o pedólogo, significa solo; engenheiros consideram-na material de construção e/ou fundação; e os geólogos a consideram rocha.

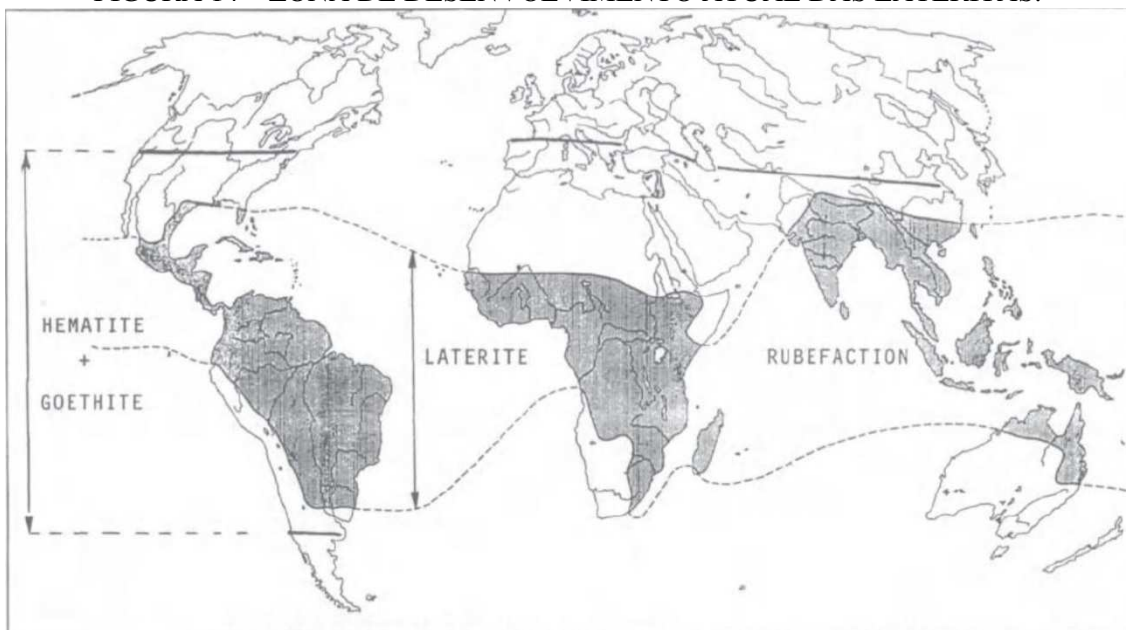
Assim, devido ao seu amplo sentido conotativo-genético (classificado desde solo a rocha), trazendo muita controvérsia no emprego do termo, neste capítulo serão apresentadas algumas definições de laterita e do termo ferricrete, adotado para o presente trabalho. Serão expostos, ainda, estudos sobre as relações dessas concentrações ferruginosas com as formas de relevo.

3.1 Conceituação do termo ferricrete

O processo pedogenético de laterização caracteriza-se como um conjunto de complexas reações químicas, mineralógicas e bioquímicas interligadas (hidrólise hidratação, oxidação, redução, quelação, dissolução), agindo sobre rochas pré-existentes (ígneas, metamórficas e sedimentares), expostas à superfície da terra. Para que ocorra a laterização são necessárias atuação do clima tropical contrastado (savana) e relativa estabilidade tectônica. O clima tropical contrastado propicia a lixiviação de elementos móveis, como K, Mg, Si, e concentra os menos móveis, como Fe, Ti, Al e resistato (Sn, Nb, Ta, Th, Y, U, Cr) (COSTA, 1990).

A laterita, gerada pelo processo de laterização, cobre 33% das terras emersas (FIGURA 14). O termo laterita foi empregado pela primeira vez pelo geógrafo Francis Buchanan em 1807 (*apud* MELFI, 1997), na bacia do rio Malayala – Índia, ao descrever um material de argilas endurecidas, sem estratificação, extremamente porosas, ricas em cavidades e apresentando grandes quantidades de ferro na forma de óxidos e hidróxidos, de cor amarelo avermelhada. Esse material, exposto ao ar, endurece de maneira irreversível.

FIGURA 14 – ZONA DE DESENVOLVIMENTO ATUAL DAS LATERITAS.



FONTE: TARDY (1992).

Estudos sobre laterita desenvolvida em diferentes tipos de rochas ao longo dos séculos XIX, XX e XXI, permitiram estabelecer conhecimentos sobre mecanismos fundamentais dos processos de laterização (modos de concentração mineral, estágios de laterização etc). O desenvolvimento das bases conceituais (QUADRO 2) desses estudos deu-se em quatro fases históricas (CARVALHO, 1989; AUGUSTIN *et al.* 2013):

- Primeira fase (inicial), estende-se do século XIX à década de 1920, envolve, principalmente, geólogos e mineralogistas, os quais apresentaram a laterita a partir de estudos focados na alteração de rochas e na caracterização dos materiais resultantes de análises químicas e mineralógicas (microscópio);

- Segunda fase (1927 a 1949), não houve acréscimo significativo ao conhecimento anterior. A contribuição desse período foi no sentido de proceder a revisões críticas. Dessa forma, conceitos conhecidos foram confirmados ou modificados. Além disso, foram refutadas algumas teorias, por exemplo: *i)* a da ascensão capilar como mecanismo preponderante na formação de acumulações ferruginosas; e *ii)* abandono da ideia de gênese excludente de caulinita e gibsitita.

- Terceira fase (1950 a 1980), nesse período os trabalhos desenvolvidos foram principalmente de cunho pedológico, auxiliado por métodos analíticos e técnicas de estudos que permitiram avanços nos conhecimentos do processo de laterização. Os estudos desse período estabeleceram a sistemática do comportamento geoquímico e mineralógico dos produtos lateríticos. A sistemática foi estabelecida por experimentos, monitoramento laboratorial e estabelecimento de equações geoquímicas do processo de lixiviação. Também ocorreu o aprimoramento de estudos de perfis lateríticos em topossequência, na África. O método utilizado foi o de Análise Estrutural da Cobertura Pedológica (mecanismos de alteração/pedogênese na evolução de perfis em função da posição topográfica).

- Quarta fase (década de 1980 ao atual), tentativa de sistematização dos termos utilizados para o estudo de laterita pelo projeto IGCP-129/UNESCO. No projeto, a laterita é classificada pela razão molar de $\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ e deve atender aos seguintes parâmetros: *i)* razão menor do que aquela da rocha matriz caulinizada; *ii)* o alumínio deve estar na forma de caulinita; *iii)* todo o ferro deve estar na forma de óxi-hidróxido (SHELMANN, 1983). Contudo, houve pouca adesão dos pesquisadores da comunidade científica ao proposto no projeto. A definição recebeu várias críticas, assim como a classificação da laterita, em verdadeiras (autóctones) ou falsas (alóctones), com destaque a pouca praticidade dessa definição na identificação em campo (BOURMAN; OLLIER, 2002).

**QUADRO 2 - FASES HISTÓRICAS DE DESENVOLVIMENTO DO CONCEITO DAS
LATERITAS.**

Fases históricas	Autores	Contribuições
1º Fase (1807-1920)	Buchanan (1807)	Descrição da primeira laterita “formações superficiais avermelhadas, ferruginosas, porosas, macias e que endurecem como tijolo quando expostas ao ar”.
	Bauer (1898)	Estabeleceu características químicas fundamentais das laterita e, sobretudo coloca em evidência a liberação do alumínio na alteração de rochas em regiões tropicais.
	Dubois (1903)	Realizou análises químicas de lateritas e mostrou que alguns desses materiais poderiam ser rico em ferro e pobre em alumínio ou vice-versa. A partir de então os trabalhos passa a definir as lateritas com mais precisão pelo uso de análises químicas e mineralógicas abandonando o critério puramente físico.
	Harrassowitz (1926)	Dividiu a laterita em zonas: zona de decomposição onde há preservação da estrutura do mineral ou rocha; zona mosqueada não há preservação de estruturas e; crosta superior ferruginosa com enriquecimento de ferro, alumínio e silício.
	Harrison (1933)	Foram observadas sob microscópio transformações mineralógicas ocorrida na alteração como passagem de feldspato em gibbsite e do piroxênio em “limonita”.
	Lacroix (1932)	Efetou grande número de análises em amostras laterítica de composição variada, o que permitiu separar em grupos: aluminosas, silicáticas, ferruginosas, esbranquiçadas, com couraça ou simplesmente terra vermelha macia.
2ª fase (1927-1949)	1927	Primeiros trabalhos pedológico sobre lateritas no First International Congress of Soils.
	Lapparent (1939)	Identificou tipos diferentes de argilas de acordo com o horizonte do perfil laterítico, também deduziu que bauxitas da França (passado) e lateritas dos trópicos (presente) formaram em clima tropical contrastado.
	Erhart (1926)	Atenção especial ao papel do clima que sob diferente tipos de rochas, geraria solos química e mineralogicamente quase idênticos (homogeneização pela laterização).
3ª fase (1950-1980)	Aubert (1954)	Distingui a laterização (alteração laterítica) do encouraçamento (formação de couraças). A laterização causa profunda alteração das rochas e concentra sílica, óxidos e hidróxido metálicos. O encouraçamento seria um processo pedogenético de transporte de sesquióxido da superfície para horizonte mais profundo, onde acumulariam, podendo posteriormente sofrer endurecimento. Fica então claro que a couraça, muito embora frequentemente nos materiais lateríticos, não é presença obrigatória e que o fenômeno poderia acontecer também em outros materiais que não lateríticos percolados por soluções enriquecidas em sesquióxidos.
	D’Hoore (1954)	Estabeleceu mecanismos de acumulação dos óxidos de ferro e alumínio. Quando ocorre remoção de elementos solúveis (sílica e bases), o autor denominou de acumulação relativa, já quando ocorre importação de sesquióxidos de outras partes para o local de formação, denominou de acumulação absoluta.
	Pedro (1964) Pedro e Melfi (1970 e 1974)	Reprodução em laboratório de condições próximas às da laterização. Estudos sistemático sobre permitiu estabelecer equações geoquímica do processo de lixiviação, estabelecendo tendências evolutivas da alteração conhecidas como: alitização, monossilicização e bissilicização.
	Delvigne (1965)	Introdução do estudo de solos em sequência (toposequência), abandonando a visão verticalista então em vigor, dando início as bases do método da Análise Estrutural da Cobertura Pedológica.
	Boulet (1974)	Introduz o conceito de equilíbrio e desequilíbrio pedoclimático, mostrou que solo quando são submetidos a condições diferentes das que formaram, entram em desequilíbrio e se transformam em outro adaptando-se ao novo ambiente.
	Leprun (1977)	Pelo princípio do desequilíbrio pedoclimático observou que a degradação das couraças na Alto Volta (África) é em função do desequilíbrio atual, essa alteração é de caráter físico-químico ligado à dinâmica da água.
4ª fase (de 1980 ao atual)	Shellman (1983, 2005, 2010)	- Define laterita (IGCP-129): são materiais predominantemente de aglomerado de minerais de goethita, hematita, hidróxido de alumínio, minerais cauliniticos e quartzo, no qual a razão molar $\text{SiO}_2 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ deve ser menor do que aquela da rocha matriz caulinizada e o alumínio deve estar presente na forma de caulinita e todo ferro na forma de óxi-hidróxido. E que não contenha mais sílica do que a fixada na caulinita e no quartzo primário. - Estabelece que existe um tipo de laterita a verdadeira (<i>in situ</i>), enquanto as transportadas são lateritas falsas (detritos e ferro em solução). - Admite-se somente movimentos verticais da água como agente formador de concentração de minerais residuais (Fe, Al, Mn etc) ou seja, a laterita se daria apenas por acumulação relativa.
	Bouman e Ollier (2002)	- Discordam da definição de laterita de Shellmann (1983) e sua classificação em verdadeira (<i>in situ</i>) ou falsa (alóctone). Defendem a idéia que quase todas as lateritas de ferro e/ou alumínio apresentam algum elemento de transporte lateral de óxido de ferro e/ou alumínio fisicamente (detritos) e/ou em solução (Fe^{2+}). E em muitos casos crostas de Fe e Al são derivadas mais de fontes laterais do que da rocha matriz. - Também sugerem que laterita seja utilizado de forma mais geral, descritiva e nunca em termos de definição.
	Nahon e Tardy (1992)	Estão incluídas na definição de laterita as bauxitas, ferricrete, couraças de Fe e Al, carapaças, pisólitos e formações que contenham nódulos e também horizonte cauliniticos, nos quais concreções e zonas mosqueadas são presentes.
	Pain e Ollier (1992)	Propõem designação ferricrete para porções cimentado por ferro, evitando o termo laterita para descrever qualquer parte do perfil.
	Eggleton e Taylor (1999)	Laterita não é uma palavra útil para descrever uma crosta ferruginosa endurecida e recomendaram o uso do ferricrete.
	Tanner e Khalifa (2009)	Sugerem limites ao sentido da laterita, contudo pelas definições antagônico e imprecisões atuais de seus significados não é fácil estabelecer tais limites.
	Ollier e Taylor (2008)	O problema para aceitação da definição de laterita apenas como senso estrito, reside no fato de que várias pesquisas demonstram não ser possível estabelecer por atributos químicos e mineralógicos, a associação direta das lateritas com a rocha matriz abaixo.

FONTE: CARVALHO (1989) E AUGUSTIN *et al.* (2013).

O histórico do desenvolvimento do conceito de laterita (QUADRO 2) mostra que as divergências permanecem até a atualidade. Contudo, segundo Augustin *et al.* (2013), a interpretação da sua gênese pode ser sumarizada em três propostas principais:

1. A primeira defende que as lateritas seriam formadas por enriquecimento secundário de ferro e/ou alumínio, como resultado de processos que ocorrem *in situ*, por movimentação vertical, descendente ou ascendente da água (MCFARLANE, 1976; SHELMANN, 1983, 2005, 2010; ALEVA, 1994).
2. A segunda considera que lateritas seriam todas as feições com enriquecimento primário ou secundário de ferro e alumínio, independente da fonte de origem de acumulação do material e dos seus processos de precipitação, incluindo a aquisição do ferro por transporte lateral do nível freático (PHILLIPS, 2000; BOURMAN; OLLIER, 2002).
3. A terceira, tendo em vista que o uso indiscriminado do termo levou à perda do seu significado como identificador de um elemento geológico/pedológico/geomorfológico da paisagem (BOURMAN; OLLIER, 2002), sugere a eliminação do termo laterita em favor da denominação de feições mais precisas, como ferricrete, zona mosqueada, entre outros.

Assim sendo, a questão da definição de laterita permanece ainda relativamente aberta, embora tenha sido objeto de debate e análise, pelo menos nos últimos 200 anos. Essa indeterminação do termo deve-se às várias e diferentes interpretações, bem como à ausência de prova concreta de que apenas um processo e seus mecanismos associados sejam responsáveis pela gênese de toda a variedade de laterita estudada (AUGUSTIN *et al.* 2013).

Por essas razões, o termo criado por Buchanan (1807) teve seu significado profundamente modificado ao longo do tempo, sendo ampliado por uns (solos, formações superficiais, couraças, carapaças etc.) e restringido para outros (somente formações ferruginosas endurecidas). Em consequência dessa complexidade, o termo laterita, quando usado por pesquisadores com diferentes formações profissionais (agrônomos, geógrafos, geólogos entre outros), nem sempre define o mesmo objeto ou significado (MELFI, 1997).

Desse modo, devido essa ampla definição e variado significado de laterita na literatura (FIGURA 15), neste trabalho, optou-se por designar as acumulações supérgenas de sesquióxido de ferro como perfil de ferricrete (FIGURA 15 – E), podendo ser completo² (preservação de todos os horizontes) ou incompleto (erodido). Assim, dentro dessa definição, horizontes do rególito cimentados por ferro serão denominados de ferricrete³, segundo a proposta de Lamplugh (1902).

² Para horizontes do **perfil de ferricrete**, adotaram-se as seguintes definições:

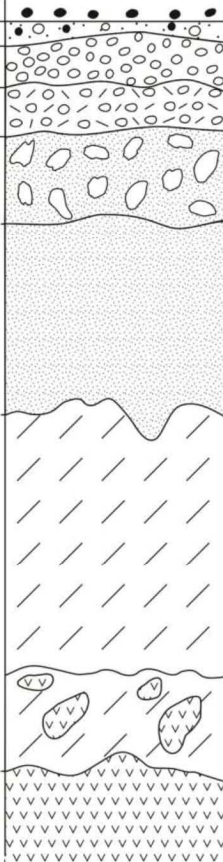
Horizonte saprólítico é o horizonte composto por abundantes fragmentos de rochas não alteradas, com preservação da estrutura da rocha e geometria dos minerais primários alteráveis (TARDY, 1992);

Horizonte de mosqueado é caracterizado pelo contraste entre manchas esbranquiçadas (desferruginização) e vermelhas e/ou amareladas (concentração de óxido de ferro) (TARDY, 1992);

Horizonte de Ferricrete são partes dos rególitos fortemente cimentados e endurecidos, principalmente por óxido de ferro (PAIN e OLLIER, 1992), e podem atingir até 75% de ferro, embora o comum seja variar entre 40-65% (TARDY, 1993).

Para os trabalhos que utilizaram o termo laterita e denominações do gênero (canga, couraça, laterito entre outros), serão substituídas nesta revisão bibliográfica pela designação “lateritas” para evitar equívocos entre termos no texto.

FIGURA 15- DIVERSIDADE DO CONCEITO DAS LATERITAS.

Anand and Butt (1988); Anand <i>et al.</i> (1989a); Eggleton (2001)				Walther (1915)	Nahon and Tardy (1992) and other French literature	Ollier and Galloway (1990)	Aleva (1994)	Millot (1964)
Regolith	Lateritic residuum or ferricrete	Lag		Iron crust	Soil	Soil	Soil	Soil
		Loose			Loose pebbly ferruginous layer	Ferricrete	Laterite	Duricrust
		Cemented			Cuirasse Carapace			
		Lateritic duricrust						
	Pedolith	Mottled zone	Mottled zone	Mottled zone; Argiles tachetées	Mottled zone	Mottled zone	Mottled zone	
		Cementation front	Pallid zone	Fine saprolite; lithomarge; Argiles bariolées	Mottled zone	Plasmic zone	Saprolite	
		Plasmic (clay) or arenose (sandy) zone						
	Saprolith	Pedoplasation front	Saprolite	Coarse saprolite; Altération pistache; Arène/grus	Saprolite	Saprolite	Saprolite	
		Saprolite						
		Saprock						
Weathering front								
	Bedrock		Fresh bedrock	Unweathered parent rock; Roche mere	Unweathered bedrock	Parent rock	Parent rock	
A			B	C	D	E	F	G

FONTE: ANAND E PAIN (2002). ADAPTADO PELO AUTOR (2017).

Para este trabalho, também foram considerados os modelos de acumulação mineral relativa, absoluta ou associação para formação do perfil de ferricrete.

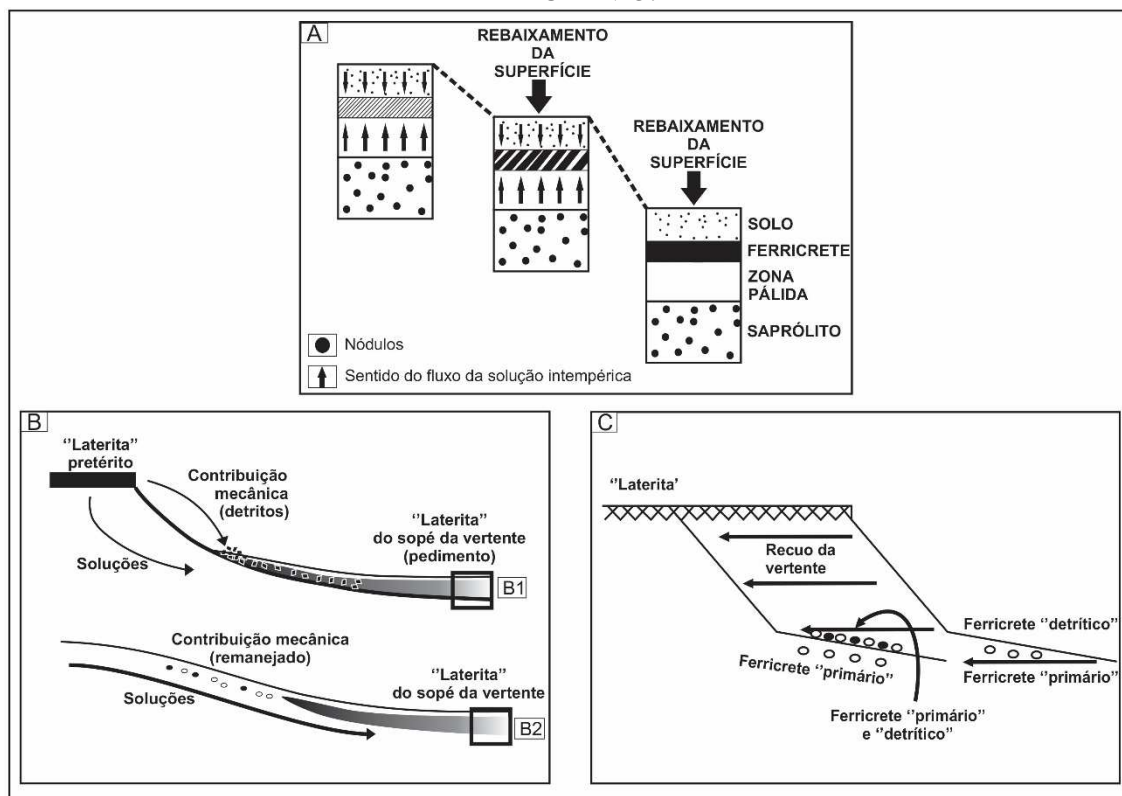
A acumulação relativa pressupõe que a concentração de ferro, manganês e alumínio (FIGURA 16 - A) é resultado da intemperização de minerais primários alteráveis e acumulação residual (COSTA, 1991; MCFARLANE, 1976).

O modo de convergência de ferro, manganês e alumínio na acumulação absoluta se dá pelo aporte de seus respectivos íons, por soluções de fontes externas ao perfil de ferricrete (FIGURA 16 – B e C), incluindo adições laterais de matéria pela

³ **Ferricrete:** neste trabalho, o termo ferricrete será usado para designar produtos resultantes de acumulações supérgena de ferro, termo que não tem significado genético, além do fato da acumulação ou impregnação do material por óxidos-hidróxido de ferro. Os modos de formação dessas concentrações ferruginosas podem ter diversas origens, como residual (*in situ*), transportado de outros locais na forma de detritos ou soluções (alóctone), não correspondendo a único processo como responsável pelo seu desenvolvimento.

movimentação sazonal do nível freático ou adição de material sólido, rico nesses elementos, na forma de detritos por transporte e deposição (MCFARLANE, 1976; GOUDIE, 1973; PAIN; OLLIER, 1992; BOURMAN, 1993, 1987; SCHWERTNANN; KAMPF, 1983).

FIGURA 16 - MODELOS DE ACUMULAÇÃO RELATIVA E ABSOLUTA. A) ENRIQUECIMENTO DE FERRO E ALUMÍNIO *IN SITU* (RELATIVO), POR MOVIMENTAÇÃO VERTICAL DESCENDENTE E ASCENDENTE DE SOLUÇÕES COM ÍONS DE FERRO. B) FORMAÇÃO DAS “LATERITAS” PELO APORTE DE DETRITOS E/OU SOLUÇÕES RICOS EM FERRO E ALUMÍNIO (B1 E B2). C) FORMAÇÃO DAS “LATERITAS” PELO APORTE DE FRAGMENTOS RICOS EM FERRO E ALUMÍNIO.



FONTE: AUGUSTIN *et al.* (2013). ADAPTADO POR AUTOR (2017).

3.2 “Lateritas” originadas por acumulação relativa e absoluta e tempo de formação

No início dos estudos das “lateritas”, logo se percebeu que elas apresentavam relações com os diversos tipos de feições geomórficas (platôs, mesas, colinas) e sustentavam elevações residuais do relevo em determinadas casos.

Explicações sobre as relações entre “lateritas” e relevo têm variado com o desenvolvimento dos diferentes modelos de formação (acumulação relativa e absoluta) desse tipo de perfil. Por exemplo, na Índia, quando existia somente o modelo de acumulação relativa tipo *residuum*, só se admitia que “lateritas” se desenvolviam estritamente sob superfícies planas. Essa interpretação só mudou com a constatação de que elas poderiam resultar de grandes variações do nível freático. Portanto, passível de se desenvolverem sob várias formas de relevo (GOUDIE, 1973).

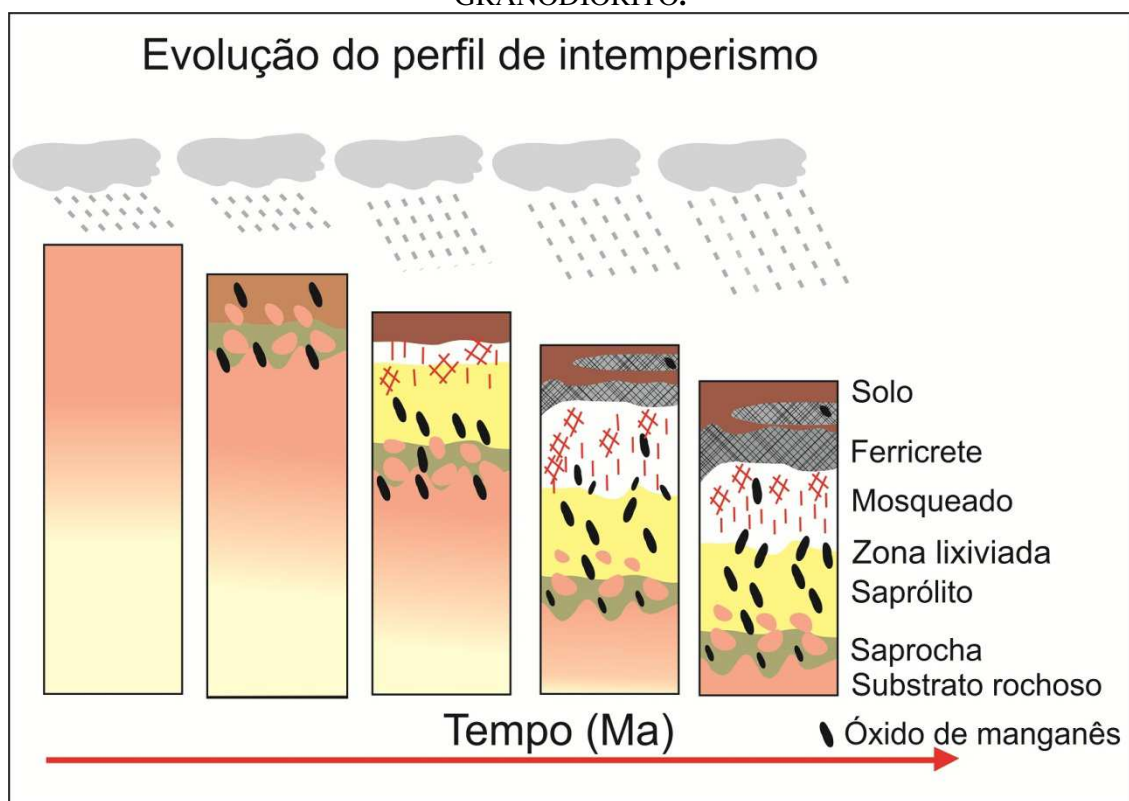
Dessa maneira expõe-se a seção seguinte com o intuito de apresentar estudos de “lateritas”, realizados a partir dos modos de acumulações relativa ou absoluta e do tempo necessário para o desenvolvimento, segundo cada modelo de concentração mineral.

3.2.1 “Lateritas” desenvolvidos por acumulação relativa

Para Tardy (2000), “lateritas”, originadas a partir de processos de acumulação relativa, são produtos de intemperismo tropical, formado *in situ*, sob antigos escudos continentais (cratões), em regiões consideradas tectonicamente estáveis e relativamente preservadas de erosões mecânicas.

Esse tipo de material pode atingir várias dezenas de metros de espessura, são formados ao longo de dezenas de milhões de anos e, quimicamente diferenciados em horizontes (ou fácies) (FIGURA 17). Os perfis de acumulação relativa consistem em concentrações de elementos de pouca mobilidade, como o ferro, o alumínio, a sílica, elementos traços (vanádio, fósforo, cromo) e minerais insolúveis, tais como quartzo, ilmenita, turmalina e zircão (TARDY; ROQUIN, 1992).

FIGURA 17 - EVOLUÇÃO TEMPORAL DE “LATERITAS” HIPOTÉTICA SOB GRANODIORITO.



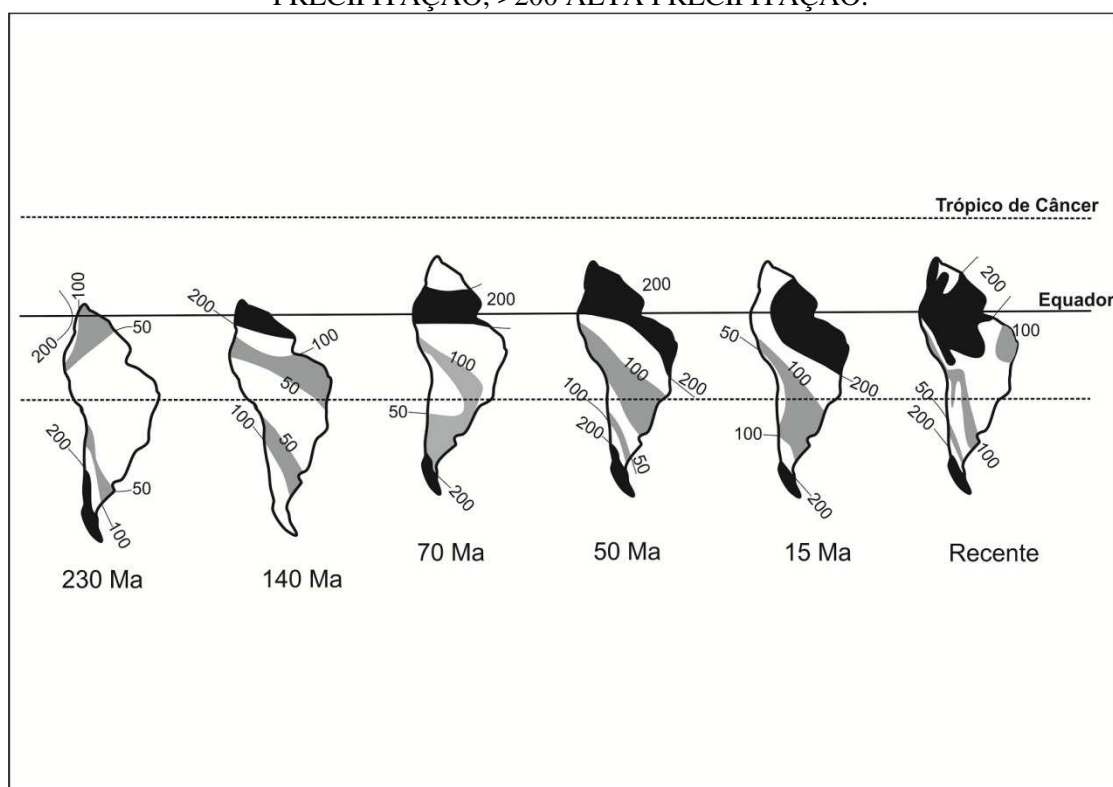
FONTE: VASCONCELOS (1999A). ADAPTADO POR AUTOR (2017).

Tardy *et al.* (1991) atribuíram a distribuição das “lateritas” na América do Sul não somente como produto das diferenças climáticas atuais, mas também associada à deriva do continente em direção à linha do Equador (FIGURA 18) e consequente sucessão de paleoclimas (árido, tropical úmido e contrastado) durante os últimos 150 milhões de anos.

Para Costa (1991), as “lateritas” mais antigas da região amazônica se desenvolveram, provavelmente, no Terciário. A antiguidade das “lateritas” amazônicas é atestada por estudos geocronológicos de óxidos supérgenos de manganês (criptomelana e hollandita) e óxido de ferro (goethita), que datam do limite entre Cretáceo/Paleógeno até o presente, indicando que esses materiais são produtos de fases episódicas de laterização (VASCONCELOS, 1994a; COSTA *et al.* 2005; COLIN *et al.* 2004; SHUSTER *et al.* 2005).

Dados geocronológicos de óxidos supérgenos (manganês e ferro) de outras partes do Brasil também registram idades das principais fases de laterização durante o Terciário (GUIA LIMA, 2008; SPIER *et al.* 2006; CARMO *et al.* 2004; MONTEIRO *et al.* 2014; LEONARDI, 2014; RIFFEL *et al.* 2012, 2014). Logo, “lateritas” profundas e desenvolvidas, abordadas nesses estudos, são antigas e produtos de acumulação relativa, não necessariamente fóssil, mas que se desenvolveu pela sucessão de climas tropicais úmidos e contrastados (TARDY, 1992).

FIGURA 18 - CENÁRIOS HIPOTÉTICOS SOBRE A DISTRIBUIÇÃO DE CHUVAS DURANTE O TEMPO GEOLÓGICO PARA O CONTINENTE SUL-AMERICANO. OS NÚMEROS SÃO VALORES ADIMENSIONAIS DE PRECIPITAÇÃO PARA CADA ÉPOCA, AGRUPADOS EM QUATRO FAIXAS DE VALOR: <50 BAIXA PRECIPITAÇÃO, 50-100 BAIXA A MODERADA PRECIPITAÇÃO, 100-200 MODERA A ALTA PRECIPITAÇÃO, >200 ALTA PRECIPITAÇÃO.



FONTE: TARDY *et al.* (1991). ADAPTADO POR AUTOR (2017).

3.2.2 “Lateritas” desenvolvidas por acumulação absoluta

Apesar de vários estudos demonstrarem que “lateritas” são produtos de acumulação relativa (*in situ*), como apresentado no tópico anterior, alguns trabalhos evidenciam que elas podem ser também produto da rápida acumulação de ferro.

McFarlane (1976) salienta que a oscilação do nível freático proporciona condições para formação de “lateritas” (acumulação absoluta), tanto em climas permanentemente úmidos, contrastado, como em regimes secos.

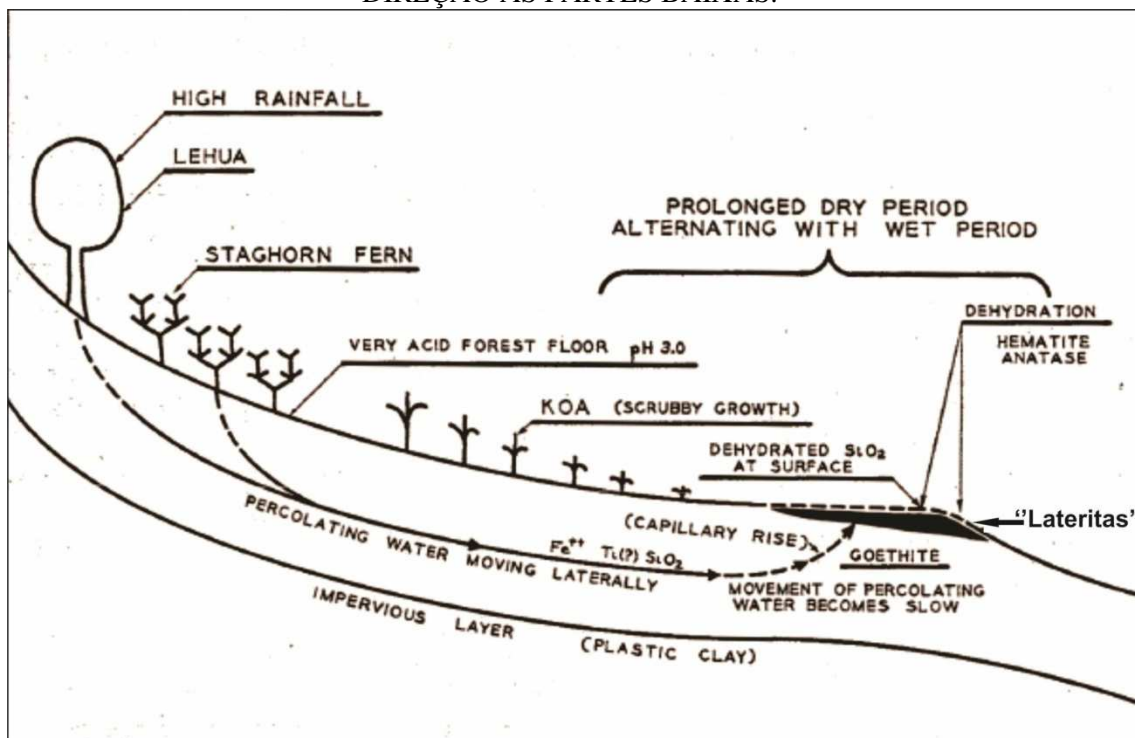
Desse modo, “lateritas” originadas por oscilação do nível freático podem se formar sob ampla faixa de climas McFarlane (1976). Seguindo essa premissa, muitos estudos têm identificado que “lateritas” originadas por acumulação absoluta associada à variação do nível freático, em vários casos, foram contemporâneas e não produtos de longos períodos de atuação do intemperismo tropical ou paleotropical, conforme será visto a seguir.

Phillips (2000), em estudo sobre a formação de “lateritas” ao longo de alguns vales nas regiões das planícies costeiras da Carolina do Norte (Estados Unidos), constatou que a exposição das zonas de descarga do lençol freático possibilita a precipitação dos óxidos de ferro, resultando em rápida formação de “lateritas” no período de dois anos.

Em outros dois estudos, um em que Bourman *et al.* (1987) averiguaram, em vales, evidências contemporâneas de mobilização lateral de ferro (sob forma de ferrihidrita), precipitação (hematita) e formação de “lateritas”, sob condições de clima mediterrâneo, na Austrália, mesma região em que Long *et al.* (1992) verificaram fato idêntico em margens de lagos hipersalinos em clima árido.

Shermann (1950) considerou “lateritas”, presentes em alguns setores baixos da paisagem das ilhas do Havaí, como decorrentes da migração lateral do ferro. A concentração desse elemento ocorre devido ao contraste entre ambientes que propiciam a exportação lateral do ferro de ambientes mais altos e úmidos, concentração/precipitação do ferro nos setores mais baixos e secos, originando “lateritas” (FIGURA 19).

FIGURA 19 - LOCALIZAÇÃO DAS “LATERITAS” (PORÇÃO BAIXA) E SUA RELAÇÃO COM MOVIMENTOS LATERAIS DE ÁGUAS DE PARTES ALTAS DA PAISAGEM EM DIREÇÃO ÀS PARTES BAIXAS.



FONTE: SHERMAN (1950). ADAPTADO POR AUTOR (2017).

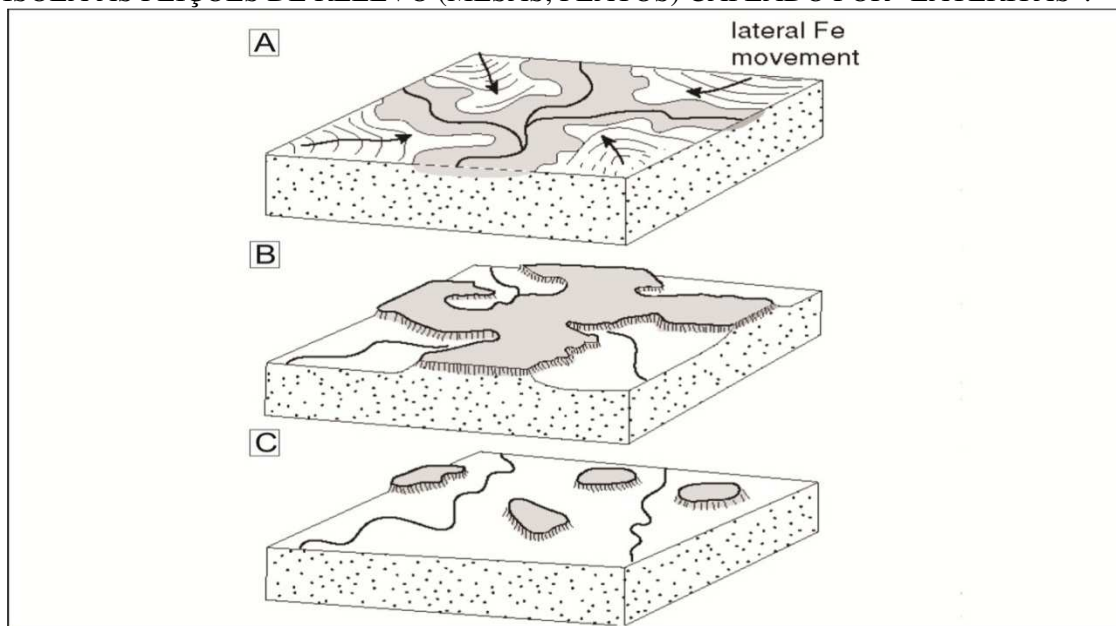
Verplank (1999) notou que “lateritas” de regiões do estado do Colorado (Estados Unidos) originaram-se por movimentos laterais de águas ácidas com ferro (Fe^{2+}). A presença de fragmentos de madeira preservados em “lateritas” permitiu a datação do carbono 14 (9150 ± 50 anos AP) e, indiretamente, estimar o início do processo de ferruginização, enquadrado como holocênico.

Furrier (2007), analisando a ocorrência de desses materiais na região do litoral sul do estado da Paraíba (Brasil), sob a Formação Barreiras, constatou que o seu desenvolvimento ocorria em zonas de falhas decorrentes de prováveis atividades de tectônica recente. A gênese desse sistema desenvolveu-se a partir da percolação das águas ácidas, enriquecidas em ferro ao longo das falhas, e o encontro com águas salinas básicas subterrâneas (meio básico). Essa mesma água (ácida com ferro), quando usada para atividade humana, ainda hoje cria encrustamentos de ferro nos dutos de residências, demonstrando quão rápida é a formação dessas “lateritas” na área.

Em algumas situações, a acumulação absoluta do ferro ocorre em grandes extensões de vales fluviais, tornando esses locais mais resistentes à erosão que os materiais ao redor (GOUDIE, 1973). Isso pode resultar na inversão de relevo, em que a denudação progride, e esses corpos ferruginosos mais resistentes são isolados por erosão diferencial, tornando-os mais elevados ao longo do tempo do que nas áreas vizinhas (FIGURA 20).

Pain e Ollier (1995) destacam alguns indícios de inversão de relevo na Austrália, por exemplo, platôs alongados e côncavos, indicando herança das antigas formas de vales côncavos; mesas e platôs capeados por “lateritas”, que apresentam padrão detrítico em plano (herança do padrão de drenagem); presença de cascalhos aluviais em situação de topo de relevo.

FIGURA 20 - INVERSÃO DE RELEVO. (A) VALES DE RIO COBERTOS POR COLÚVIO E ALÚVIO SÃO, POSTERIORMENTE, CIMENTADOS POR FERRO (ACUMULAÇÃO ABSOLUTA) E FORMAM O FERRICRETE. (B) EROSÃO DIFERENCIAL DENUDA AS ÁREAS VIZINHAS, MENOS RESISTENTES, TORNANDO OS SETORES MAIS ALTOS DA PAISAGEM (INVERSÃO DO RELEVO). (C) PROGRESSÃO DA DENUDAÇÃO ISOLA AS FEIÇÕES DE RELEVO (MESAS, PLATÔS) CAPEADO POR “LATERITAS”.



FONTE: OLLIER E SHETH (2008).

A partir dos trabalhos e modelos sobre desenvolvimento das “lateritas” por acumulação relativa e absoluta, apresentados nos dois últimos tópicos, pode-se constatar que acumulações ferruginosas possibilitam constituir importantes fontes de registro de longos períodos de condições tropicais ou paleotropicals, uma vez que características mineralógicas, geoquímicas e micromorfológicas refletem condições dos ambientes de formação.

Por outro lado, algumas “lateritas” apresentam tempo de desenvolvimento rápido, tendo como principal agente para sua formação fluxos laterais de soluções ricas em ferro (Fe^{2+}), associados à oscilação do nível freático (vertical e lateral).

Assim, embora, durante muito tempo tenha havido a hegemonia da interpretação das “lateritas” como produtos de longo e vagaroso período de intemperismo em ambientes tropicais, como em muitos outros fenômenos naturais, há outros vieses de interpretação para a gênese dessas feições ferruginosas.

3.3 “Lateritas” e geocronologia de intemperismo

As teorias geomorfológicas fazem parte de um campo conceitual extremamente importante para o estudo da geomorfologia. Os diversos postulados, elaborados desde o início desses estudos até a atualidade, são relevantes para a compreensão da gênese e evolução da paisagem. Exemplos desses temas, geradores de amplos debates na geomorfologia, são a gênese e os processos que elaboraram ou elaboram as superfícies de aplainamento. Essas superfícies são produtos de processos de denudação em um único tipo ou em diferentes tipos de rochas e em uma variedade de estruturas geológicas, resultando na geração de níveis aplainados diferenciados (BIGARELLA *et al.* 2003).

Para o estudo dessas superfícies, existem diversos modelos de evolução, como aqueles postulados por Davis (1899), Penck (1924), King (1953), Bigarella *et al.* (1965) e de Büdel (1957).

Todos esses modelos de evolução do relevo foram desenvolvidos em diferentes paisagens e épocas, com distintas técnicas e métodos disponíveis. Porém o que todas as teorias sobre aplainamento têm em comum é a estimativa de idades relativas desses níveis aplainados por análise de depósitos correlativos, já que não dispunham de meios que pudessem determinar exatamente a idade dessas formas de relevo e, conseqüentemente, medir sua estabilidade no “tempo geológico”.

Nesse âmbito, em termos de confiabilidade, uma das questões pertinente aos estudos sobre evolução de superfícies aplainadas é o método de datação dessas superfícies.

Nos últimos sessenta anos, o desenvolvimento tecnológico e o surgimento de novos métodos de mensuração de isótopos radioativos, aplicados aos estudos geomorfológicos, têm auxiliado na melhor compreensão e no preenchimento de lacunas dos processos geomorfológicos responsáveis pela elaboração das superfícies aplainadas. Como exemplos de isótopos aplicáveis aos estudos geomorfológicos, podem-se citar: o carbono 14, para datação de matéria orgânica; K-Ar, Rb-Sr, decaimento da série do urânio, para datação de idades de minerais e rochas; a Luminescência Opticamente Estimada, para a datação do último episódio em que os sedimentos, colúvios, paleossolos estiveram exposto à luz; traços de fissão, para eventos tectônico (soerguimento); isótopos cosmogênicos de ^{36}Cl , ^{26}Al e ^{10}Be , para estimar taxas de denudação do relevo, eventos de tectônica recente (VASCONCELOS *et al.*, 1992).

Dentre os avanços nos métodos de datação, nota-se, em especial, o desenvolvimento de procedimentos adequados à cronologia de precipitação de minerais supérgeos pelos métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ⁴ e (U-Th)/He⁵ denominados de “geocronologia de intemperismo”⁶ a partir da década de 1990 (VASCONCELOS *et al.* 1992, 1994a-b, 1999; SHUSTER *et al.* 2005).

Numerosos estudos sobre geocronologia de intemperismo (QUADRO 3) têm sido aplicados para variados propósitos como eventos de aridificação (MOTE *et al.* 2001; ARANCIBIA *et al.* 2006; CHEN; LI, 2014; YANG *et al.* 2016), inversão de idades de goethitas em “lateritas” (MOTEIRO *et al.* 2014), propagação do front de intemperismo (COLIN *et al.* 2004; HEIM *et al.* 2006; LI *et al.* 2007; VASCONCELOS *et al.* 2013), tectônica (BESSIG; RIQUELME, 2010), climas globais (*optimum climaticum*) e desenvolvimento de “lateritas” (VASCONCELOS *et al.* 1994a; VASCONCELOS, 1999b; SPIER *et al.* 2006; FENG; VASCONCELOS, 2007; BAUVAIS *et al.* 2008, VASCONCELOS *et al.* 2013; BONNET *et al.* 2016 entre outros).

Algumas possibilidades de grande importância à geografia referente à aplicação da geocronologia de intemperismo são as relações entre formas de relevo e “laterita” formados simultaneamente e preservados da ação erosiva. Por essa relação é possível em alguns casos determinar a idade mínima dos modelados (VASCONCELOS *et al.* 1994; QUANG *et al.* 2003; VASCONCELOS; CONORY, 2003; CARMO; Vasconcelos, 2006; GUIA LIMA, 2008; RIFFEL, 2012), fornecendo quadro cronológico necessário para testar a veracidade dos modelos de evolução da paisagem continental (RIFFEL *et al.* 2014).

No estado do Paraná, “lateritas” foram analisadas, sistematicamente, por métodos de datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e (U-Th)/He (RIFFEL 2012; RIFFEL *et al.* 2014, 2016), para determinar eventos de precipitação de minerais supérgeos (óxido de ferro e manganês), no intuito de atestar possível relação desses perfis de intemperismo com os modelos continentais de evolução da paisagem, em especial as superfícies de aplainamento sob diferentes compartimentos geomorfológicos do estado.

⁴ **$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$** : Datação baseada na determinação da idade de fechamento da estrutura cristalina do mineral pelo decaimento do isótopo ^{40}K e geração do ^{40}Ar no decorrer do tempo, com faixa de alcance de 2000 anos AP (RENNE, 1997) a 4,55 bilhões de anos (MACDOUGALL e HARRISON, 1999).

⁵ **(U-Th)/He**: Baseia-se na determinação da idade de fechamento da estrutura cristalina do mineral pelo acúmulo de núclídeos de ^4He , gerados, por sua vez, pela série de decaimento dos isótopos do grupo actínico (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th e ^{147}Sm) (FARLEY, 2002). Apresenta alcance de tempo de 0.5 Ma a 100 Ma aproximadamente (SHUSTER *et al.* 2005).

⁶ **Geocronologia de intemperismo**: busca estabelecer eventos de precipitação de minerais supérgeos por reações químicas de baixa temperatura (temperatura ambiente) (VASCONCELOS, 1999a).

QUADRO 3 - SÍNTESE DE ALGUMAS PESQUISAS QUE UTILIZARAM OS MÉTODOS ⁴⁰AR/³⁹AR E (U-TH)/HE PARA DATAÇÃO DE MINERAIS SUPÉRGENOS.

Autor	Ano	Local	Minerais	Método	Idade máxima (Ma)
VASCONCELOS et al.	1992	Brasil Minas Gerais	Criptomelana	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	10.1
VASCONCELOS et al.	1994	Estados Unidos Nevada	Jarosita/Alunita	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	10
VASCONCELOS et al.	1994	Brasil Amazônia	Criptomelana/ Holandita	K-Ar e ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	70
RUFFET et al.	1996	Brasil Amazônia	Criptomelana	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	65
DAMMER et al.	1996	Austrália	Criptomelana	K-Ar e ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	43.7
MARSH	1997	Chile Potrerillos	alunita	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	36.23
HÉNOCQUE et al.	1998	África Burkina Faso	Criptomelana	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	49.8
DAMMER et al.	1999	Oeste da Austrália	Criptomelana	K-Ar e ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	52
VAN NIEKERK et al.	1999	África do sul Highveld	Criptomelana	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	15
HAUTMANN et al.	2000	Europa Alemanha e França	Criptomelana/Holandita	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	25
MOTE et al	2001	Chile El Salvador	Criptomelana/Bissermita/ Alunita	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	35
VASCONCELOS et al	2001	Austrália Queensland	Criptometana	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	0.3
LI et al.	2002	Austrália Queensland	Criptomelana/Holandita	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	27.2
BOUZARI	2002	Chile Cerro Colorado	Alunita	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	35.26
CARMO e VASCONCELOS	2003	Brasil Minas Gerais	Criptomelana	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	67
VASCONCELOS et al.	2003	Austrália Queensland	Jarosita/Alunita/ Criptomelana	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	16
QUANG et al.	2003	Peru Cerro Verde	Alunita/Natroalunita	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	38.8
CARMO et al.	2004	Brasil Minas Gerais	Criptomelana/Holandita	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	67
CARMO et al.	2004	Brasil Minas Gerais	Criptomelana	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	10
COLIN et al.	2004	Brasil Amapá	Criptomelana	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	25
SHUSTER et al	2005	Brasil e Austrália	Goethita	(U-Th)/He	61
COSTA et al.	2005	Brasil Amazônia	Criptomelana	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	68
CARMO et al.	2006	Brasil Minas Gerais	Criptomelana	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	12.7
HEIM et al.	2006	Austrália Hamersley	Goethita	(U-Th)/He	18
SPIER et al.	2006	Brasil Minas Gerais	Criptomelana/holandita	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	62
ARANCIBIA et al.	2006	Chile Deserto do Atacama	Alunita/Jarosita/ Holandita	K-Ar e ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	33
WEI LI et al.	2007	China Guangxi	Criptomelana	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	17.6
FENG e VASCONCELOS	2007	Austrália Queensland	Criptomelana/Holandita	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	1
WEI LI et al.	2007	China Guangdong	Criptomelana	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	23
LIMA et al.	2008	Brasil Nordeste	Goethita/Criptomelana/ Holandita	(U-Th)/He e ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	31,4
BEAUAUIS et al.	2008	Africa Burkina Faso	Criptomelana	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	59
BESSIG	2010	Chile Deserto Atacama	Alunita/Jarosita/ Natroalunita	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	35.8
CASEY	2011	México Chihuahua	Criptomelana/Todorokita	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	10.37
RIFFEL et al.	2012	Brasil Paraná	Goethita/Criptomelana	(U-Th)/He e ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	35.1
GUTZMER	2012	África do Sul Kalahari	Todorokita e Manganomelana	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	42
VASCONCELOS et al.	2013	Austrália Cume Lynn	Goethita/Criptomelana	(U-Th)/He e ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	33
RIFFEL et al.	2014	Brasil Paraná	Criptomelana	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	36.4
MONTEIRO et al.	2014	Brasil Minas Gerais	Goethita	(U-Th)/He	55
LEONARDI	2014	Brasil Minas Gerais	Goethita	(U-Th)/He	30
BONNET et al.	2014	Sul da Índia	Criptomelana	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	36
REINERS et al.	2014	EstadosUnidos Platô de Colorado	Goethita	(U-Th)/He	25
CHEN E LI	2014	China Planalto do Tibet	Jarosita	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	41
DE PUTTER et al.	2015	África Congo	Cripotomelana	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	19.2
RIFFEL et al.	2016	Brasil Paraná	Goethita	(U-Th)/He	6
DENG et al.	2016	Sudoeste da China	Criptomelana	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	13.1
YANG et al.	2016	NW China	Jarosita/Yavapaiita	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	33.3
BONNET et al.	2016	Índia Escarpa dos Ghats Ocidentais	Criptomelana	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	53

FONTE: ELABORADO POR AUTOR (2017).

3.3.1 Superfícies aplainadas no estado do Paraná e datações por métodos geocronológicos

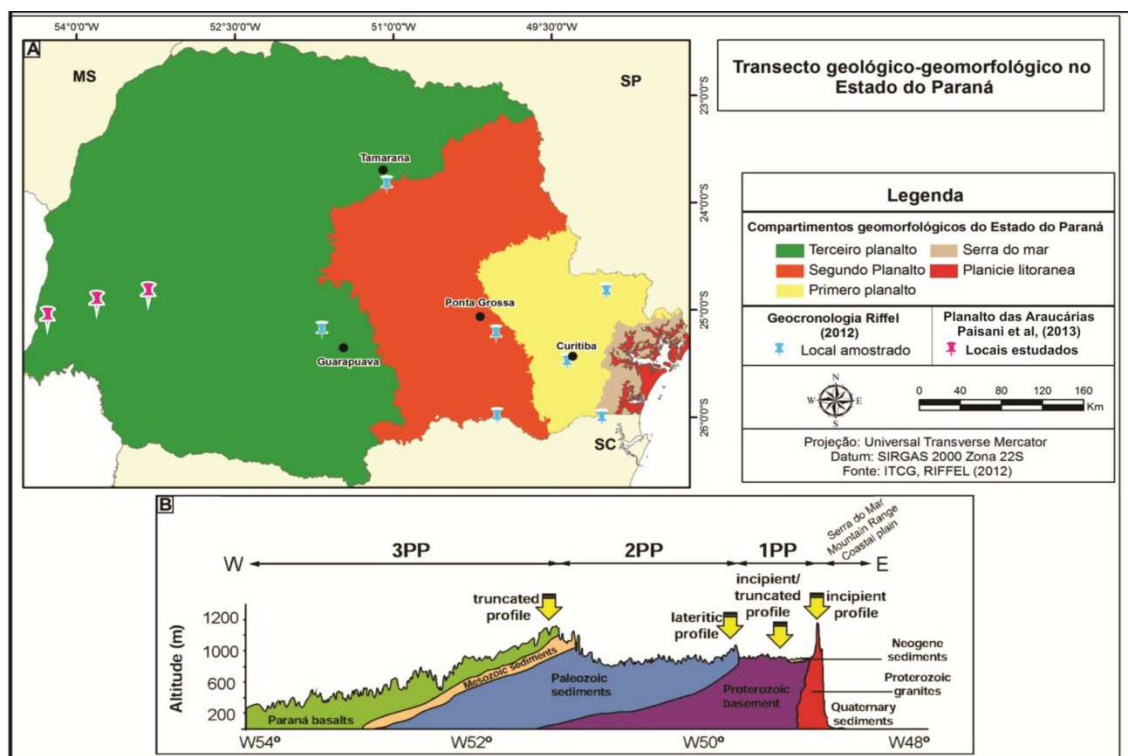
Ao longo do século XX e início do século XXI, foram realizados diversos estudos de superfícies aplainadas no estado do Paraná, interpretados por dois modelos de evolução da paisagem: morfoclimático ou pediplanação (BIGARELLA *et al.* 1965) e etchplanação (BÜDEL, 1957).

O modelo de pediplanação (BIGARELLA, 1965) atribui à ciclicidade entre períodos, de aridez/semi-aridez a úmido/semiúmido, como principal fator modelador da paisagem, resultando em ciclos de erosão mecânica e, conseqüentemente, em aplainamento, podendo apresentar-se em grandes extensões geográficas ou como remanescentes. Esse modelo de evolução da paisagem constitui o de maior aplicação para estudo de aplainamentos no estado do Paraná (AB' SABER; BIGARELLA, 1961; BIGARELLA *et al.* (1965) JUSTUS, 1985; PALHARES 2011; STEFANELLO, 2011). Nessa perspectiva da interpretação do relevo, dados recentes, advindos da geocronologia de intemperismo (FIGURA 21), acrescentam informações complementares para melhor compreensão do sistema de elaboração das formas de relevo por essa perspectiva (RIFFEL 2012, 2014, 2016).

O segundo modelo de evolução da paisagem, denominado de etchplanação (BÜDEL, 1957), tem a alteração geoquímica como principal fator escultor das formas de relevo, em que espessos mantos de intemperismo funcionam como preparação do material para posterior denudação e aplainamento. Estudos de aplainamento por etchplanação são recentes no estado do Paraná e foram aplicados para o Planalto das Araucárias (PAISANI *et al.* 2008, 2013).

Informações detalhadas sobre os trabalhos de evolução da paisagem, pelos modelos de pediplanação e etchplanação no estado do Paraná, são apresentados por compartimentos geomorfológicos (FIGURA 21). Para os locais onde existem dados sobre datações de minerais supérgeos em “lateritas” foram avaliadas possíveis relações entre a idade estipulada às formas (aplainamentos) e as idades dos minerais supérgeos.

FIGURA 21 - COMPARTIMENTOS GEOMORFOLÓGICOS DO ESTADO DO PARANÁ. (A) COMPARTIMENTOS GEOMORFOLÓGICO COM LOCAIS REPRESENTATIVOS DE ESTUDO POR DATAÇÃO DE MINERAIS SUPÉRGENOS ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ E (U-TH)/HE) REALIZADO POR RIFFEL (2012). (B) TRANSECTO GEOLÓGICO/GEOMORFOLÓGICO REPRESENTANDO DIFERENTES UNIDADES DE RELEVO, EMBASAMENTO GEOLÓGICO DO PARANÁ E “LATERITAS” DATADAS SOB DIFERENTES UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS.



3.3.2 Leste do Paraná (Primeiro e Segundo Planalto)

Ab' Saber e Bigarella (1961) identificaram superfícies aplainadas do Primeiro Planalto Paranaense, de diferentes origens, extensão e posição no quadro geral dos patamares e compartimentos de planaltos regionais: 1) Superfície Fóssil Pré-Devoniana, enterrada pelos sedimentos basais da Formação Furnas; 2) Superfície do Purunã, de idade Cretácico-Eocênica aproximada; 3) Superfície Alto Iguaçu (ALMEIDA, 1955) interplanáltica típica, de pediplanação exorreica de idade Miocênica; e, 4) Superfície de Curitiba, intermontana ou interplanáltica, responsável pelo reafeiçoamento por pediplanação, predominantemente endorreica moderna da superfície do Alto Iguaçu, estimada do Quaternário.

Riffel (2012), com o propósito de mensurar idades das “lateritas” e relacioná-las com a evolução dos modelados do Primeiro e Segundo Planalto, utilizou da geocronologia de intemperismo ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e (U-Th)/He), conseguindo resultados apresentados a seguir.

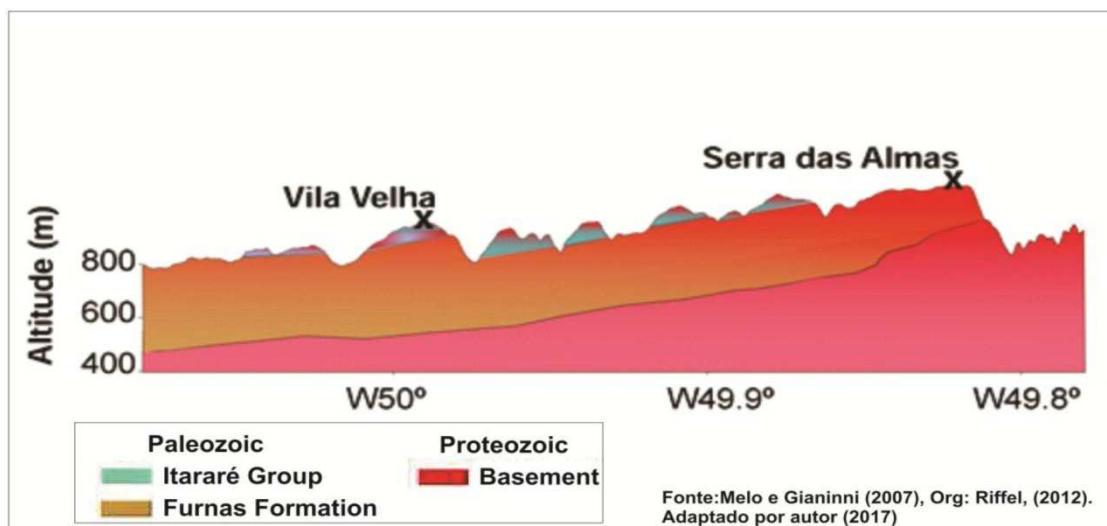
No Primeiro Planalto do Paraná (Bacia sedimentar de Curitiba, Vale do Rio Ribeira e Planalto de Castro), foi constatado que as “lateritas” variam em profundidade (incompleto ou truncado) e em idade entre os óxidos de ferro e manganês (12 - 0.1 Ma), refletindo a grande complexidade dessa província geomorfológica. Os minerais supérgenos que apresentam idades mais antigas são de 12 - 8 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) e estão

presentes no Planalto de Castro. Nesse compartimento, “lateritas” desenvolveram-se em altas elevações mantidas pela resistência a denudação do quartzito.

“Lateritas” de idades mais recente são associadas aos sedimentos inconsolidados e carbonatitos do planalto de Curitiba e apresentam idade de 2,6 - 0,5 Ma ((U-Th)/He), e aos do Vale do Ribeira com idade de 5 - 1 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e (U-Th)/He). As idades mais recentes, obtidas pela geocronologia de intemperismo desses compartimentos geomorfológicos, podem estar relacionadas a altas taxas de denudação do relevo, mensuradas por ^{10}Be em $11,10 \text{ m.Ma}^{-1}$ (MARENT, 2011). Desse modo, denudações nesses compartimentos de relevo não permitem a preservação de “lateritas” mais antigas.

No Segundo Planalto do Paraná, sobre arenitos do Grupo Itararé e Formação Furnas (FIGURA 22), perfis completos de “lateritas” encontram-se cimentados por óxido de manganês e ferro e possibilitaram a aplicação de métodos geocronológico independentes ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e (U-Th)/He). Pelo emprego desses métodos, foi possível sugerir idade mínima da Superfície de Purunã de 35 Ma, ou seja, do Eoceno, permitindo propor que o Segundo Planalto preserva resquícios da superfície aplainada mais antiga do estado do Paraná, como sugerido por Ab Saber e Bigarella (1961), Bigarella (1965).

FIGURA 22 - ILUSTRAÇÃO DOS PONTOS DE COLETA DE “LATERITAS” EM VILA VELHA E SERRA DAS ALMAS, SOB A SUPERFÍCIE PURUNÃ OU PD₃.



Pelos resultados da geocronologia de intemperismo por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e (U-Th)/He no Primeiro e Segundo Planalto Paranaense, foi possível verificar que a utilização das “lateritas”, como um registro geológico possibilitou, nesse caso, estipular a idade mínima de paleosuperfícies e dos rególitos, auxiliando modelos de evolução da paisagem no que se refere a sua cronologia (QUADRO 4), como proposto por Ab’Saber e Bigarella (1961), e contribuindo para uma melhor compreensão e avanços nos estudos de evolução geomorfológica dessa área.

QUADRO 4 - CRONOLOGIA ESTIMADA DAS SUPERFÍCIES APLAINADAS POR MODELOS DE PEDIPLANAÇÃO E POR DATAÇÃO $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ E (U-TH)/HE.

Superfícies (Ab'Saber e Bigarella, 1961)	Idade estimadas por Ab'Saber e Bigarella, 1961	Idade de óxidos em Ma (Riffel et al., 2012)
Curitiba	Plioceno Superior-Quaternário	Plioceno Superior - Quaternário (2,6 – 0,5)
Alto Iguaçu	Mioceno Superior - Plioceno Inferior	Plioceno Inferior (5,1 – 2)
Purunã	Cretáceo-Eoceno	Eoceno (36 – 1)

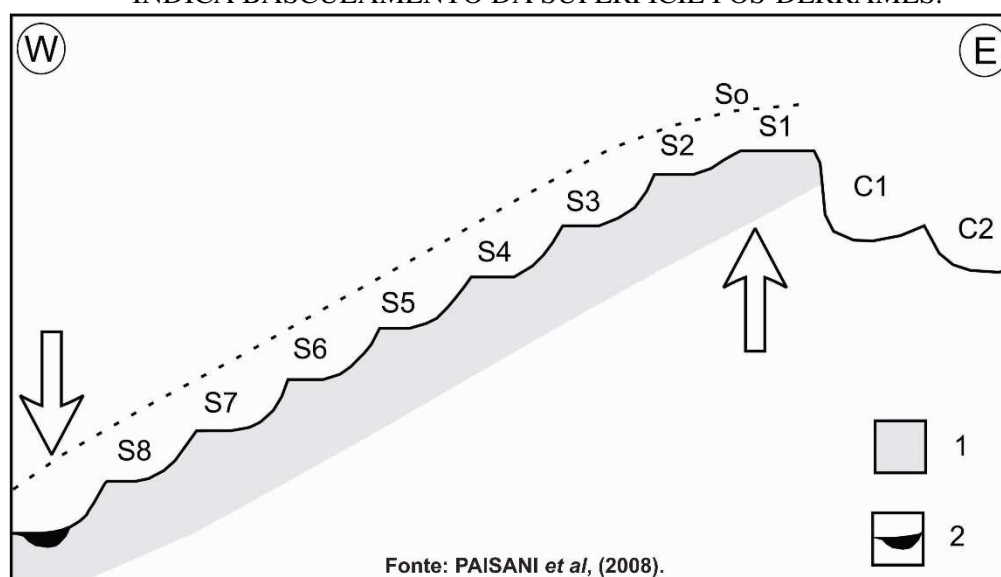
3.3.3 Terceiro Planalto – Planaltos basálticos

Nos estudos sobre aplainamentos no Sudoeste do Paraná e Noroeste de Santa Catarina (Planalto das Araucárias), Paisani *et al.* (2008) identificaram oito remanescentes de superfícies aplainadas, elaboradas na forma de relevo em escadarias (FIGURA 23).

O modelo de evolução proposto para essas superfícies foi a justaposição do modelo de aplainamento de Penck (1924) e Büdel (1957), no qual, inicialmente, o modelado sofreria soerguimento pela ação tectônica com o desenvolvimento de relevos em escadaria. Junto a esse processo ocorreria o aplainamento por etchplanação (rebaixamento geoquímico), que moldaria as superfícies pela perda volumétrica do substrato (FIGURA 23).

Paisani *et al.* (2013) explicam os processos de etchplanação do Planalto das Araucárias por análises química, mineralógica e micromorfológica, propondo que a hidrólise foi o principal processo geoquímico de rebaixamento das superfícies, sendo esse processo mais intenso em períodos de clima mais seco e frio que o atual.

FIGURA 23 - MODELO HIPOTÉTICO, MOSTRANDO A DISPOSIÇÃO EM ESCADARIA DAS SUPERFÍCIES APLAINADAS, IDENTIFICADAS NA ÁREA DE ESTUDO, E SUA POSSÍVEL GÊNESE, ASSOCIADA A MOVIMENTOS TECTÔNICOS A PARTIR DO CRETÁCEO. C = ÁREAS DE CIRCUNDENUDAÇÃO NA BORDA DA BACIA DO PARANÁ. S1, S2... = SUPERFÍCIES APLAINADAS. 1 = DERRAMES VULCÂNICOS. 2 = CALHA DO RIO PARANÁ, NÍVEL DE BASE REGIONAL. SO = LINHA DESCONTÍNUA INDICA BASCULAMENTO DA SUPERFÍCIE PÓS-DERRAMES.



Riffel *et al.* (2012, 2016) e Palhares (2011) atribuem a esculturação de planaltos basálticos, próximos à cidade de Guarapuava, sob a perspectiva do modelo de evolução policíclica da paisagem de Bigarella (1965, 2003), segundo o qual a paisagem evoluiu por intemperismo-erosão, nos seguintes modelos: alteração de basaltos (material parental); formação de “lateritas” e posterior recuo das escarpas e deposição do material erodido na forma de colúvio nas partes baixas da paisagem.

No intuito de comprovar o caráter cíclico da paisagem no planalto de Guarapuava, Riffel *et al.* (*op cit*) utilizou da geocronologia de intemperismo em “lateritas” contínuas (*in situ*) e de fragmentos de “lateritas” em meio a espessos colúvios (pedimentos). Pela datação (U-Th/He), foi possível determinar que fragmentos detríticos são, em geral, mais antigos (6.2 ± 0.6 a 0.7 ± 0.1 Ma) que os *in situ* (3.6 ± 0.4 a 0.4 ± 0.1).

Dessa forma, idades de precipitação dos óxidos de ferro indicaram que essa paisagem se desenvolveu no sistema intemperismo-erosão, no mínimo, desde 6 Ma, com remobilização das “lateritas” durante os últimos 3 Ma, demonstrando que a paisagem e os materiais presentes nos planaltos basálticos da área são jovens (<6.2 Ma).

O caráter recorrente dos processos de recuo de escarpas/vertentes e denudação generalizada, a partir do Plioceno (3 Ma), parece estar associado a períodos de diminuição da umidade em escala global (ciclos de glaciações), após 3.30 Ma (SCHEPPER *et al.* 2014 *apud* RIFFEL, 2016). Fases mais frias e secas (períodos glaciais) favoreceriam a mobilização (erosão e coluvionamento); e nas fases mais úmidas (períodos interglaciais), haveria expansão de formações vegetais (provavelmente de araucárias⁷) e ativo intemperismo (formação de solo). Esse cenário é concordante com resultados da geocronologia de intemperismo e concilia com a interpretação de evolução policíclica da paisagem para o planalto de Guarapuava como proposto por Bigarella *et al.* (2003).

3.3.4 Noroeste do Paraná - Terceiro Planalto – Planaltos areníticos

No Noroeste do Paraná, o desenvolvimento de superfícies de aplainamento ocorreu devido a atuação de longos períodos de clima semiárido a árido, suficiente para desencadear o processo de morfogênese mecânica (escoamento detrítico, recuo paralelo das vertentes), que proporcionou condições favoráveis à ocorrência dessas superfícies (BIGARELLA *et al.* 2003).

De acordo com a classificação de Bigarella *et al.* (1965), no Noroeste do Paraná, encontram-se dois níveis associados a essas oscilações climáticas: Superfícies Interplanáltica I e II, correspondendo ao Pd₁ de provável idade Pleistocênica (FIGURA 24).

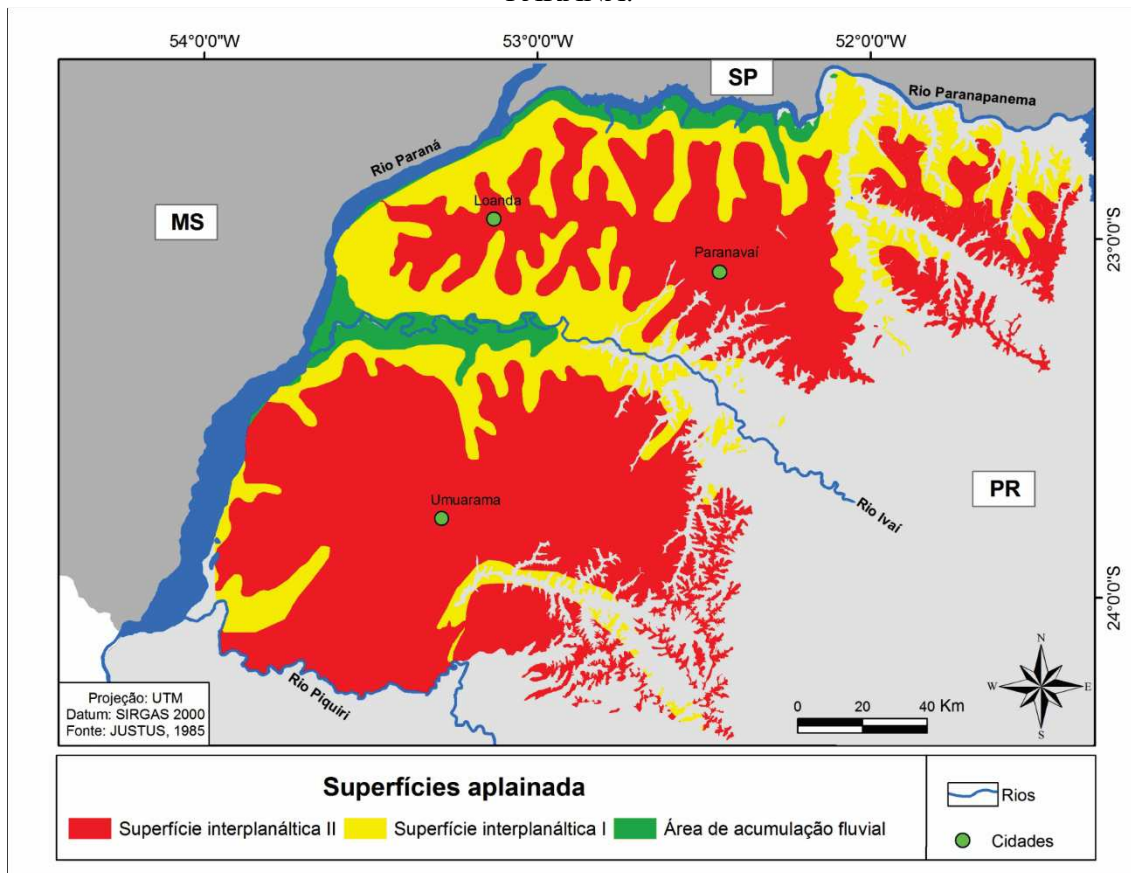
A Superfície interplanáltica I (SPI) é caracterizada por compartimentos de interdenudação beira rio, abertos pelo entalhamento vertical da drenagem e alargado por degradação lateral (JUSTUS, 1985).

A superfície interplanáltica II (SPII) é caracterizada por modelados de aplainamento degradado inumado e de dissecação grosseira à média, com presença de relevos residuais de pequenas elevações, inferiores a 20m de altura, mantidos por

⁷Riffel *et al.* (2016) identificou o mineral litiofrita em “lateritas” datadas. A presença do mineral é associada a prováveis condições ácidas no momento de formação, as quais, por sua vez, são comuns a solos ácidos, característicos de formações vegetais com araucária dessa região.

ferricretes, principalmente nos interflúvios entre as bacias dos rios Ivaí e Piquiri (JUSTUS, 1985).

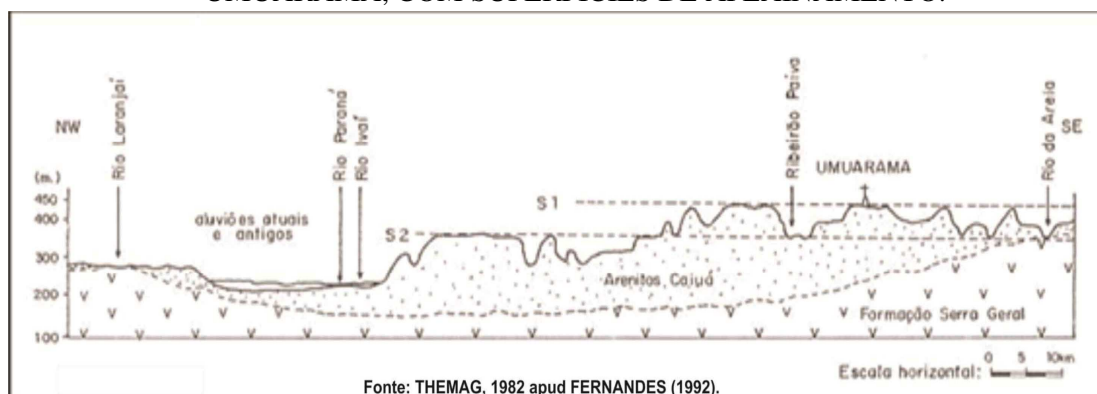
FIGURA 24 - MAPA DE SUPERFÍCIES DE APLAINAMENTO NO NOROESTE DO PARANÁ.



FONTE: JUSTUS (1985). ADAPTADO POR AUTOR (2017).

Fernandes (1992), ao estudar os processos de sedimentação dos arenitos do Grupo Caiuá, identificou duas superfícies aplainadas na região de Umuarama (FIGURA 25). A primeira superfície está em altitudes entre 440 e 478m. Sobre esse nível aplainado foram encontradas camadas de “lateritas” que sustentam alguns morrotes, destacados na paisagem. Também foi verificada a presença de clastos de “lateritas” imersos em meio coluvial, na meia encosta e na base de colúvios. A segunda superfície está entre altitudes de 330 e 360m, à qual se associam coberturas coluviais também com fragmentos de ferricretes. Ainda, para Fernandes (1992), esses materiais ferruginosos, possivelmente, desenvolveram-se no Paleoceno e são resquícios da superfície Sul-Americana de King (1956) ou Pd₃ de Bigarella *et al.* (1965).

FIGURA 25 - PERFIL DE DIREÇÃO APROXIMADA NW, POUCO A NORTE DE UMUARAMA, COM SUPERFÍCIES DE APLAINAMENTO.



No Noroeste do Paraná, além das superfícies mapeadas por Justus (1985), são encontradas feições reliquias na forma de morros testemunhos isolados, que se destacam na paisagem (Três Morrinhos). A resistência dessas feições é relacionada a processos de silicificação hidrotermal (Aptiano-Eoceno, 87-60 Ma) (ALMEIDA e MELO, 1981). Para Fernandes *et al.* (2012), os morros silicificados são feições testemunhos de uma história de intensa denudação do relevo do Cretáceo Superior até o presente.

Autores como Dehira *et al.* (1981), Justus (1985) e Fernandes *et al.* (2012) propõem que o relevo do Noroeste do Paraná foi esculturado por recorrentes flutuações climáticas (úmido e seco) ao longo do Cenozoico. Esse modelo é reforçado, pelo menos para o Quaternário Tardio, no qual estudos de dados proxy (pólen, fitólito, sedimentologia) e geocronologia (LOE e ^{14}C) confirmam que, no mínimo, desde 40 mil anos AP houve a predominância de condições climáticas mais secas no Noroeste do Paraná, com curtos períodos de clima úmido (JABUR, 1992; STEVAUX, 1993; PESSENDA *et al.* 1996 entre outros).

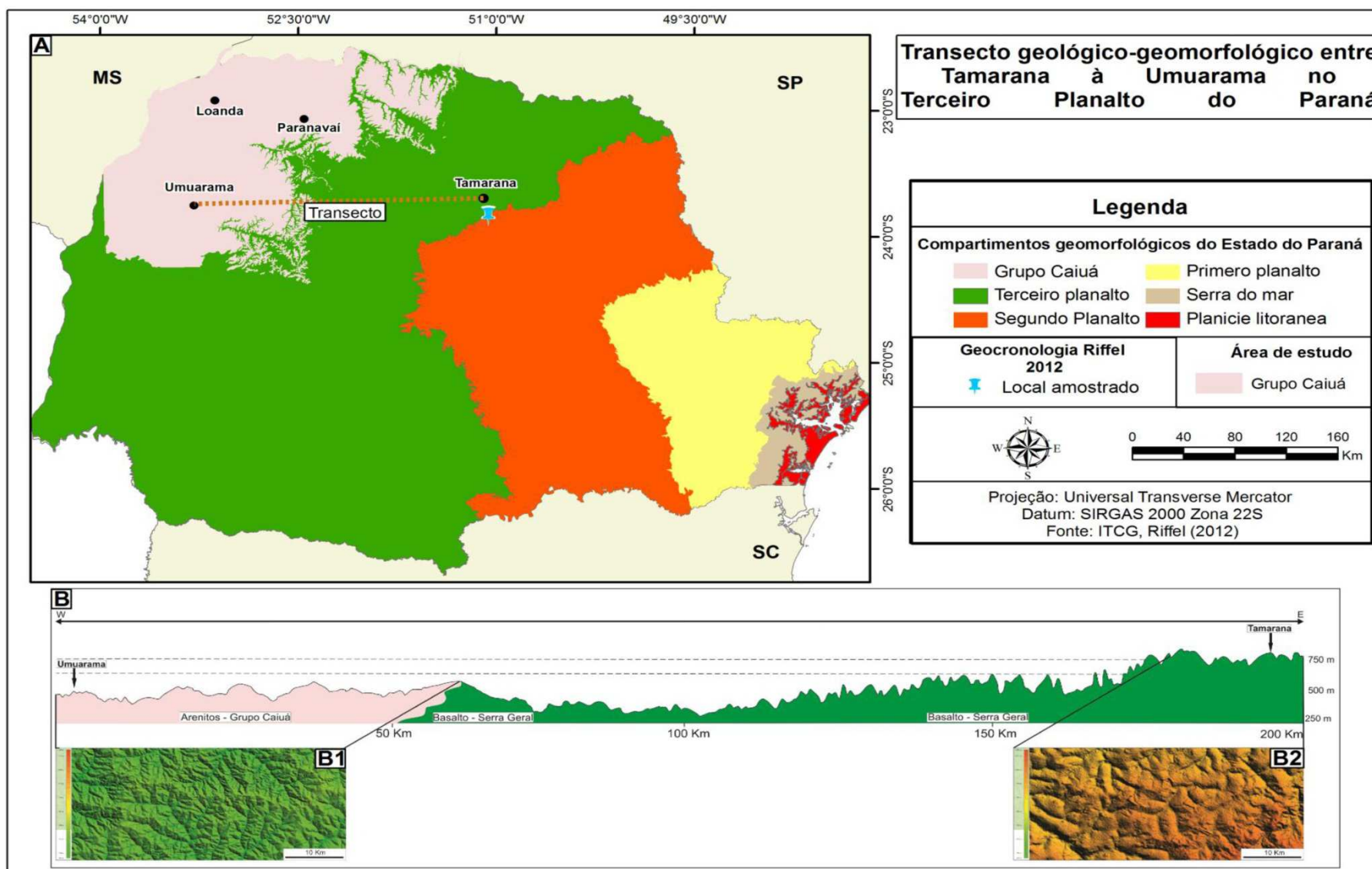
Outro estudo de extrema importância para entendimento a respeito do desenvolvimento do modelado do Noroeste do Paraná foi apresentado por Couto (2015), que utilizou do isótopo cosmogênico Be^{10} para mensurar taxas de denudação do relevo nos últimos 1,36 Ma. As médias das taxas de denudação alcançaram valores de 12 m. Ma^{-1} . Essas elevadas taxas indicam que o relevo foi intensamente rebaixado nesse período e associam-se aos efeitos de tectônica recente (Quaternário) e as condições mais secas que predominaram durante o Quaternário na área (STEVAUX 1993, 1994, 2000; PESSENDA *et al.* 1996; JABUR, 1992; GUERREIRO, 2011 entre outros).

Em área próxima ao Noroeste do Paraná (FIGURA 26 – A), bem como em planalto pouco dissecado de morfologia similar (Tamarana), porém desenvolvido sob basaltos (FIGURA 26 – B2), altas taxas de denudação também foram estipuladas por Riffel (2012), a partir de estudos de geocronologia de intemperismo, em que a datação de goethita registrou idades de precipitação entre 6-3 Ma.

Riffel (2012) ainda sugere que, devido ao intenso processo de denudação do relevo, não houve tempo/condições para preservação e surgimento de “lateritas” bem desenvolvidas. A ausência de “lateritas” quimicamente estratificados é um indicativo de que, no mínimo, a região estaria submetida a taxas de denudação acima de 10 m.Ma^{-1} , em acordo com os dados de isótopos cosmogênicos encontrados para o Noroeste do Paraná.

Nesse sentido, a evolução regional do relevo, a partir dos dados gerados por vários estudos, utilizando diversos métodos e técnicas, fornece fortes indícios de que os efeitos morfotectônico e paleoclimático (fases seca e úmida) são os principais fatores nas transformações da paisagem no Noroeste do Paraná.

FIGURA 26 – COMPARTIMENTOS GEOMORFOLÓGICOS COM DESTAQUE PARA O LOCAL ANALISADO, A PARTIR DA GEOCRONOLOGIA DE INTEMPERISMO (RIFFEL, 2012) E SUA PROXIMIDADE COM O NOROESTE DO PARANÁ (A). (B) TRANSECTO GEOLÓGICO/GEOMORFOLÓGICO AO LONGO DO TERCEIRO PLANALTO. (B1, B2) IMAGENS STRM, REPRESENTANDO A MORFOLOGIA POUCO DISSECADA DOS PLANALTOS DESENVOLVIDOS SOBRE ARENITOS E BASALTOS.



3.4 Estudos paleogeográficos e da tectônica recente, no baixo curso do rio Ivaí

Considerou-se de suma importância, para o desenvolvimento deste trabalho, contextualizar os efeitos tectônicos e as mudanças de ambientes em épocas recentes do “tempo geológico” no Noroeste do Paraná, bem como verificar sua relação com transformações do modelado, visto que a gênese de perfis de ferricretes está intimamente associada a esses fatores, pois eles podem propiciar o seu desenvolvimento ou o seu desmantelamento (erosão). Dessa forma, serão apresentados, na sequência, estudos referentes às mudanças ambientais por dados de geomorfologia fluvial e análise morfotectônica (indícios tectônicos e isótopos cosmogênicos) do rio Ivaí, em seu trecho inferior (baixo curso do rio Ivaí), no Noroeste do Paraná.

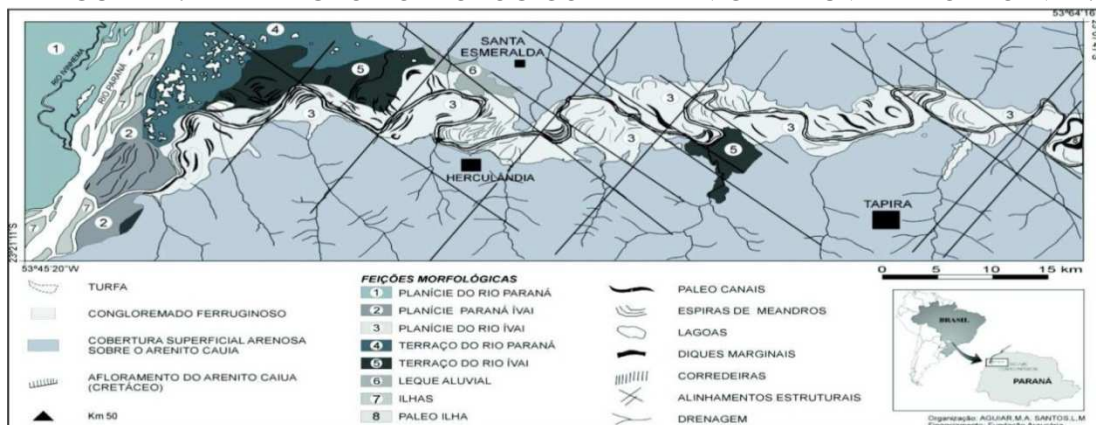
3.4.1 Tectônica recente e paleoclima do quaternário no baixo curso do rio Ivaí

A bacia hidrográfica do rio Ivaí apresenta área de 36.587 km² e extensão de 798 km, sendo a segunda maior bacia do estado do Paraná (FUJITA, 2009). Seu curso inferior, localizado no Noroeste do Paraná (FIGURA 27), abrange área de cerca de 14.000 km² e apresenta baixo gradiente altimétrico. A planície aluvial tem aproximadamente 150 km de comprimento e largura de 600 m até 13 km, com trechos sinuosos, curvas irregulares e meandros em forma de “cotovelos” em inflexão do canal (DESTEFANI, 2005; SANTOS *et al.* 2008).

As margens do baixo curso do Ivaí são estáveis, e o leito rochoso do rio propicia ausência de mobilidade ao canal, caracterizando-o como padrão de drenagem meândrico encaixado de direção E-W, sob sistema de fraturas paralelas ao *trend* NE-NW (SOUZA JR, 2012). A planície aluvial é formada por um conjunto de depósitos com mais de 20m de espessura, predominantemente formados por pelitos, subordinadamente de areia fina e com delgadas e descontínuas camadas de cascalho e areia grossa, depositadas, em discordância erosiva, sobre arenitos do Grupo Caiuá (SANTOS *et al.* 2008).

Santos *et al.* (2008) subdividiram a planície de o rio Ivaí em seis unidades morfoestratigráficas: Planície Paraná-Ivaí (zona de confluência); Planície Ivaí; Terraço Paraná; Terraço Ivaí; Leques aluviais; e Canal fluvial (FIGURA 27). A planície aluvial representa um conjunto de depósitos com mais de 20m de espessura, predominantemente formados por pelitos, subordinadamente de areia fina e com delgadas e descontínuas camadas de cascalho e areia grossa, depositadas sobre arenitos do Grupo Caiuá.

FIGURA 27 - MAPA GEOMORFOLÓGICO DA PLANÍCIE ALUVIAL DO RIO IVAÍ.

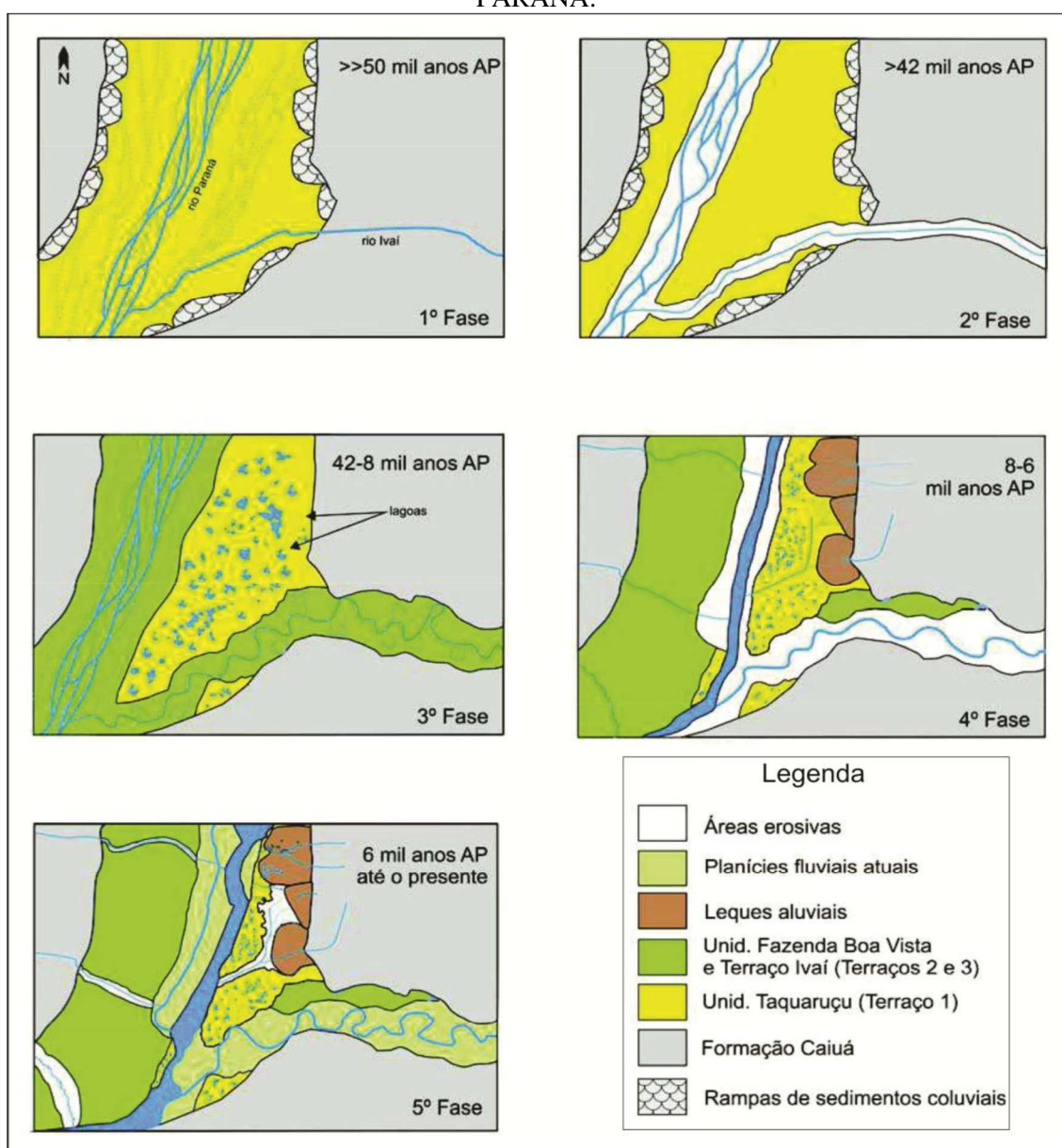


FONTE: ADAPTADO DE SANTOS *et al.* (2008) POR MORAIS (2010).

A evolução da planície aluvial do rio Ivaí, ao longo do Quaternário, é marcada por mudanças de clima árido/semi-árido (QUADRO 5). O registro sedimentar desses ambientes pretéritos está preservado na forma de feições fluviais (paleocanais, terraços, planícies), que registram o deslocamento da confluência do rio Ivaí pela mudança do padrão de canal do rio Paraná (de anastomosado para entrelaçado) em 23.400 anos (MORAIS, 2010); além dos microfósseis (fitólitos) que inferem na predominância de vegetação tipo campos, no Pleistoceno Superior, e no desenvolvimento de leques aluviais (RASBOLD *et al.* 2010).

Para Guerreiro (2011), as feições da planície aluvial do rio Ivaí podem ser interpretadas como extensões das unidades geomorfológicas da margem direita do alto rio Paraná e são consideradas como produtos de eventos paleoambientais quaternário (FIGURA 28 e QUADRO 5).

FIGURA 28 - EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA PLANÍCIE DOS RIOS IVAÍ-PARANÁ.



FONTE: GUERREIRO (2011).

QUADRO 5 - SÍNTESE DE TRABALHOS SOBRE A EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTES DA PLANÍCIE ALUVIAL DO RIO IVAÍ.

Autor	Pesquisa desenvolvida	Síntese dos resultados
GUERREIRO (2011)	<p>Evolução geomorfológica dos terraços da margem esquerda do alto rio Paraná</p> <p>Local: Terraço rio Paraná (margem esquerda) próximo à cidade de Querência do Norte.</p>	<p>Identifico 5 fases de evolução do terraço do rio Paraná (margem esquerda):</p> <p>1º: Construção de ampla planície fluvial entre 150.000 à 42.000 anos AP.</p> <p>2º: Rebaixamento do nível de base e elaboração do terraço do rio Paraná (margem esquerda) entre 50.000 à 42.000 anos AP.</p> <p>3º: Construção de ampla planície de inundação entre 42.000 à 8.000 ano AP.</p> <p>4º: Queda do nível de base e incisão do canal, com a elaboração do terraço do Ivaí por volta de 8.000 anos AP, nessa mesma fase há formação de leques aluviais.</p> <p>5º: Construção da planície atual do rio Ivaí, a partir de 6.000 anos AP.</p>
MORAIS (2010)	<p>Evolução da planície de inundação e confluência do rio Ivaí e rio Paraná na região do Pontal do Tigre, Icaraíma-PR</p> <p>Local: Zona de confluência rio Ivaí-Paraná.</p>	<p>O deslocamento do talvegue (abandono de paleocanais) e mudança do padrão de canal do rio Paraná, são fatores que possibilitaram a migração da confluência Paraná-Ivaí pelo menos desde de 23.400 anos AP. Isso implica que a posição original da confluência seria a 6 km da posição atual.</p>
RASBOLD (2010)	<p>Utilização de fitólitos em reconstrução paleoambiental do Holoceno Tardio no noroeste do estado do Paraná</p> <p>Local: Querência do Norte</p>	<p>Analisou-se materiais de um leque aluvial no Córrego Juriti, baseados em microfósseis (fitólitos) e constatou-se que no início da formação do leque a cobertura vegetal era predominantemente de campos, modificando para florestas possivelmente no Holoceno Tardio.</p>
GUERREIRO (2011)	<p>Evolução geomorfológica dos terraços da margem esquerda do alto rio Paraná</p> <p>Local: Terraço rio Paraná (margem esquerda), próximo à cidade de Querência do Norte.</p>	<p>Atribuição da origem do leque aluvial do Córrego Juriti a melhoria climática no Holoceno (<i>optimum climaticum</i>), apresentando idade de 7,540 anos.</p>
MARCOTTI (2012)	<p>Considerações sobre o ambiente no Pleistoceno Tardio e Holoceno na região do baixo curso do rio Ivaí</p> <p>Local: Municípios de Icaraíma e Santa Mônica-PR.</p>	<p>Pelo emprego de análises de fitólitos, espícula de esponja e geocronologia (C^{14}), detectou dois ambientes; o primeiro a transição de seco para úmido em 22.009 anos AP e ambiente mais úmido que o anterior em 850 anos AP.</p>
SANTOS (2013)	<p>Paleogeografia e paleoambientes do baixo curso do rio Ivaí-PR</p> <p>Local: baixo curso do Ivaí, próximo a cidade de Douradina</p>	<p>Mudanças ambientais no Quaternário Tardio.</p> <p>Migração do canal do Ivaí ao longo do Pleistoceno: canal ativo em 19.900 anos indicando ambiente de alta energia concordante com dados de Berbet (2012), Moraes (2010) e Guerreiro (2011).</p> <p>Em 13.250 anos o ambiente fluvial alterou para planície de inundação (menor energia) com provável intercalação entre clima mais seco e úmido.</p> <p>No início do Holoceno 10.195 anos calibrados AP houve condições ligeiramente mais secas que a atual, contudo sob domínio de floresta (refúgio). No Holoceno Médio em 5.963 anos calibrado AP, ocorreu aumento da cobertura arbórea e mudanças para condições mais úmida (<i>optimum climaticum</i>) semelhante ao atual.</p>

As feições do baixo curso do rio Ivaí (terraço, leques aluvial) não são consideradas formas que se desenvolveram exclusivamente por mudanças entre ambientes (árido, semiárido e úmido) no Quaternário. Alguns autores atribuem a geração dessas formas também aos efeitos da tectônica recente⁸ (SANTOS *et al.* 2008; FRANCO *et al.* 2008; FUJITA, 2009; SOUZA JR, 2012 e COUTO, 2015).

Para Santos *et al.* (2008), o baixo curso do rio Ivaí na região está inserido no contexto de alinhamento tectônico NW e NE, controlando o traçado meândrico do rio. Esses alinhamentos são reconhecidos nas direções de fratura dos afloramentos dos arenitos do Grupo Caiuá, dentro do canal do rio.

Franco *et al.* (2008), a partir de dados batimétricos na confluência do rio Ivaí, propõe que houve atuação da tectônica recente, causando no seu entalhe, e que, de 3000-1500 anos AP, durante a fase de aridez (STEVAUX, 2000), ocorreu incremento de carga de fundo do rio Paraná e o barramento da confluência do rio Ivaí (configuração atual).

Souza Jr. (2012), analisando indicativos de tectônica recente no baixo curso do rio Ivaí, à luz da análise morfotectônica associada ao modelo de Riedel, inferiu que:

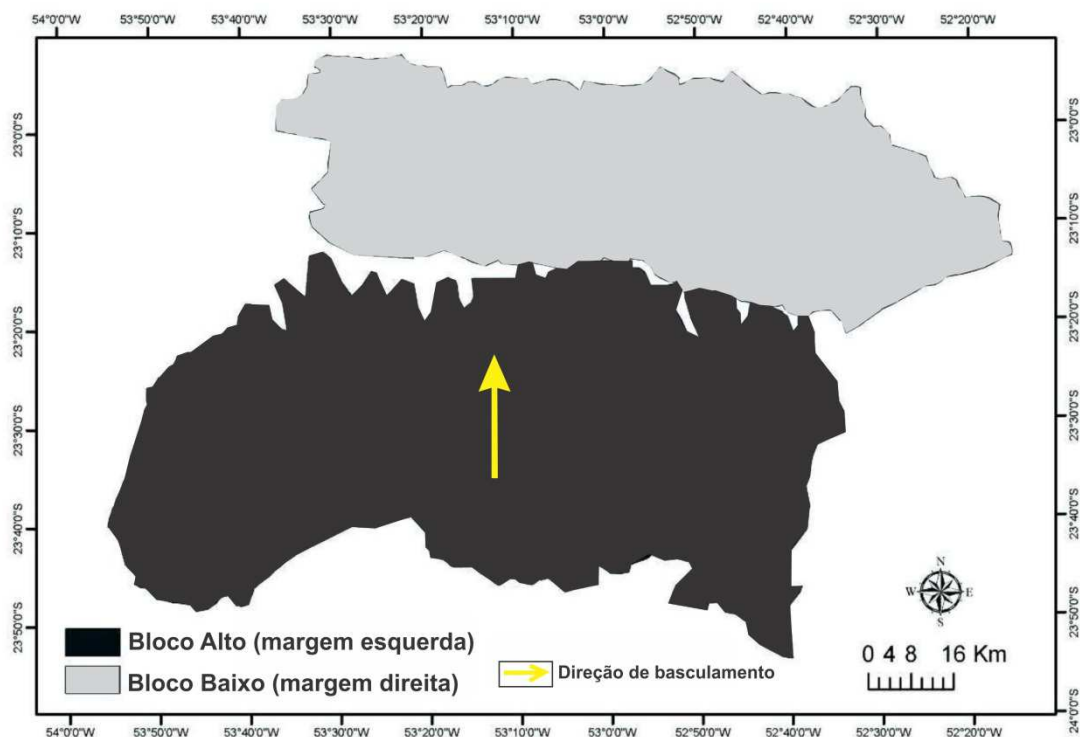
- Os principais tensores, atuantes na área estudada, são norte e sul, com zona de transcorrência principal relacionada à calha central do rio Paraná;
- A planície do rio Ivaí pode estar assentada sobre fraturas de cisalhamento X antitética secundária;
- Leques aluviais indicam falha normal com direção N52E e, segundo o modelo (Riedel) se encaixam nas fraturas de cisalhamento P (sintéticas secundárias). Esse leque apresenta orientação de lineamentos NE-SW e corresponde aos mesmos que se observam nos alúvios do rio Ivinhema (FORTES *et al.* 2005), indicando orientação de falhas (NE-SW), que resultaram na formação dos leques, sem descartar influência climática passada (MORAIS, 2010; MORAIS *et al.* 2016). Souza Filho (1993), anteriormente, também propôs que os leques aluviais presentes na planície de inundação do rio Paraná são rejeitos de falhas e se desenvolveram em zonas de contato de limite de blocos estruturais com a planície de inundação;
- Índícios de feições anômalas de liquefação (sismitos) de 5 a 10m foram observados em fotografia aérea, em escala de 1:25.000;
- Fraturas encontradas nas imediações do rio Ivaí apresentam alto grau de mergulho (90° a 60°), chegando à verticalidade e podendo denotar possível transcorrência. Assim, elas poderiam ser falhas apertadas e cruzadas (transpressivas), com direções preferenciais N40W e N40E a N80E, evidenciando duas famílias distintas de F1 e F2, respectivamente. Em uma dessas medições, foi registrado rejeito de 2cm.

Além das inferências morfotectônicas levantadas, Souza Jr. (2012) identificou que, no baixo curso do rio Ivaí, há soerguimento de blocos de sul para norte, estando a

⁸Tectônica recente, neste trabalho, designa processos de atividade tectônica contemporânea. A temporalidade desse processo limita-se ao Cenozoico Tardio (DICTIONARY OF EARTH SCIENCE OXFORD, 2008).

margem esquerda do rio Ivaí submetida a processos mais intenso de basculamento (FIGURA 29). Como indício desse processo, é possível observar que terraços fluviais do rio Ivaí são amplamente distribuídos e espessos na sua margem direita (bloco baixo). Esse fato demonstra que fatores erosivos atuam mais fortemente na margem esquerda do rio (bloco alto), o que pode estar associado ao soerguimento da área.

FIGURA 29 – FATOR DE ASSIMETRIA DA BACIA DO RIO IVAÍ, CURSO INFERIOR.

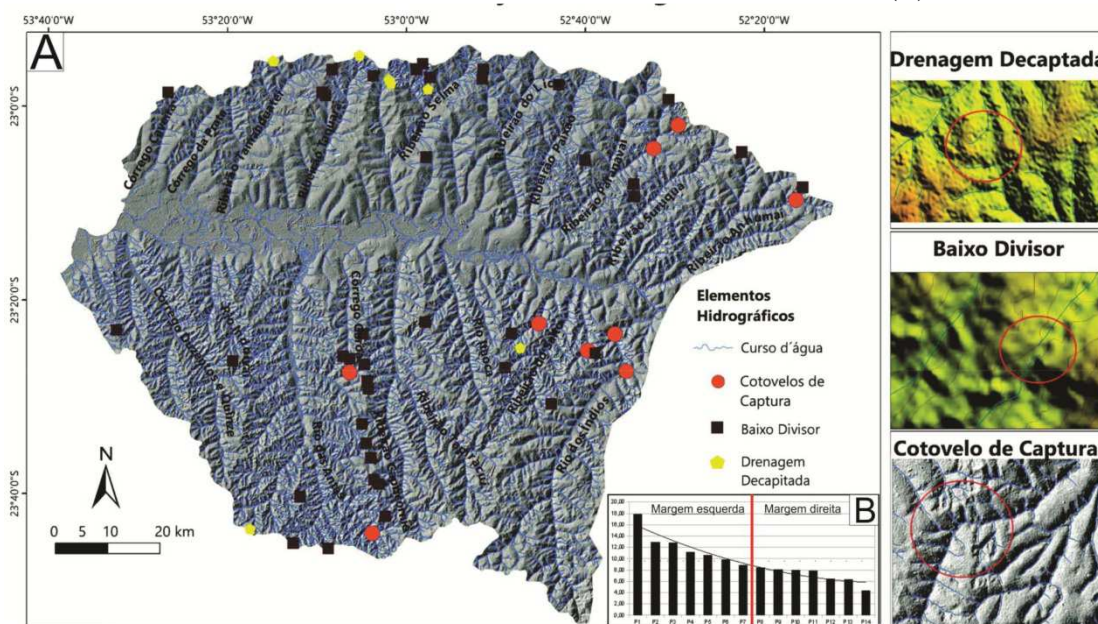


FONTE: SOUZA JR. (2012). ADAPTADO POR AUTOR (2017).

Couto (2015) determinou, por isótopos cosmogênicos de ^{10}Be , taxas de denudação das margens esquerda (bloco alto) e direita (bloco baixo), no baixo curso do rio Ivaí (FIGURA 29). Os resultados demonstram que há correspondência entre bloco soerguido e maiores taxas de denudação, sendo que o bloco da margem esquerda (bloco alto) apresenta média denudação de 12.05 m.Ma^{-1} , enquanto para margem direita (bloco baixo) a média é de 7.09 m.Ma^{-1} . Como resposta a esse distúrbio tectônico, houve maior entalhamento pela rede de drenagem, aceleração de processos erosivos, processos de decapitação de drenagens e rupturas de declive (FIGURA 30).

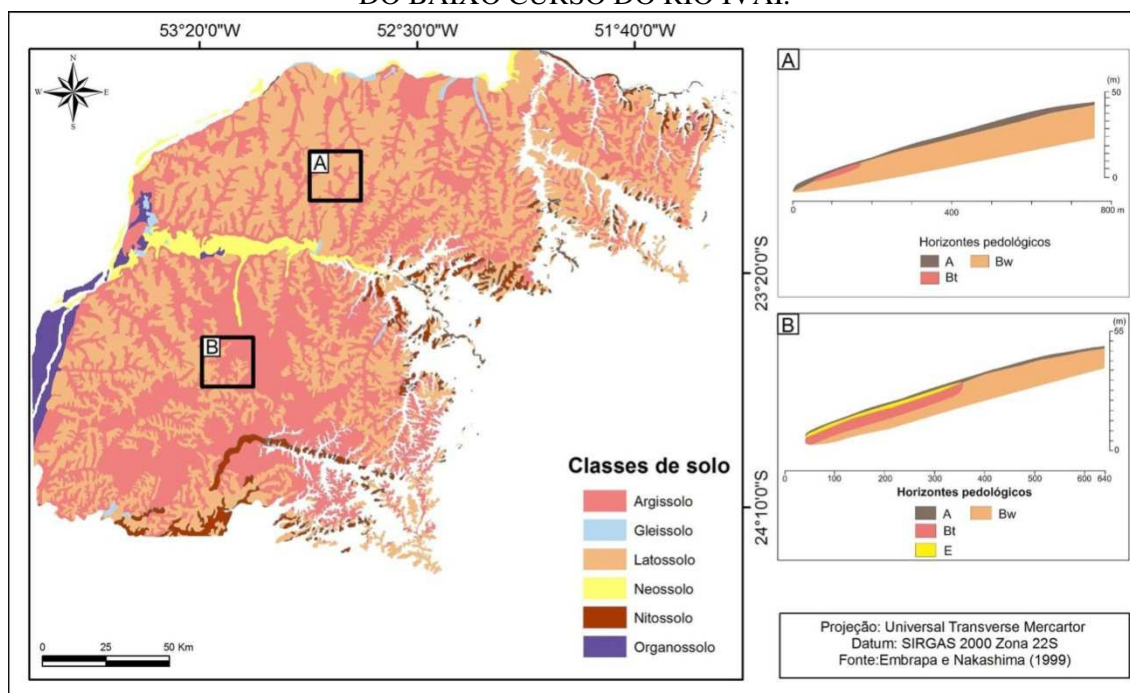
Também em resposta ao processo de soerguimento, os sistemas pedológicos estão em fase de desequilíbrio pedológico, com transformações pedológicas de Latossolo para Argissolo, em sistema progressivo, no sentido do sopé para alta vertente. Nakashima (2000) identificou que há maior grau de avanço do sistema de transformação pedológica (Latossolo para Argissolo) na margem esquerda do Ivaí, em relação à margem direita (FIGURA 31). Isso se deve à maior amplitude altimétrica e aos vales mais profundos, que tendem a alcançar o nível de base regional (Ivaí), condizente com maiores taxas de denudação (Be^{10}), como exposto por Couto (2015).

FIGURA 30 - PRINCIPAIS ELEMENTOS DE REORGANIZAÇÃO DA REDE DE DRENAGEM NO BAIXO CURSO DO IVAÍ (A). TAXAS DE DENUDAÇÃO DO RELEVO DAS MARGENS DIREITA E ESQUERDA DO BAIXO CURSO DO RIO IVAÍ, MENSURADA PELO ISÓTOPO COSMOGÊNICO Be^{10} (B).



FONTE: COUTO (2015). ADAPTADO POR AUTOR (2017)

FIGURA 31 - MAPA DE SOLOS DO NOROESTE DO PARANÁ E SISTEMA DE TRANSFORMAÇÃO PEDOLÓGICA LATOSSOLO-ARGISSOLO (A E B), DEMONSTRANDO GRAU MENOS AVANÇADO (A) E MAIS AVANÇADO DE ARGISSOLOS (B) SOB AS VERTENTES DA MARGEM DIREITA (A) E ESQUERDA (B) DO BAIXO CURSO DO RIO IVAÍ.



Pelo exposto nos parágrafos anteriores, é possível inferir que os efeitos da tectônica recente no baixo curso do rio Ivaí causaram basculamento dos blocos estruturais a partir das falhas normais (modelo antético) e que configuram o caráter assimétrico nesse trecho do rio. Esse basculamento elevou o bloco da margem paranaense, permitindo formação de uma série de terraços e depósitos aluviais neopleistocênicos no baixo curso do rio Ivaí.

Em resposta ao distúrbio tectônico no sistema, ocorreram processos de denudação diferenciados entre a margem esquerda (bloco alto) e a margem direita (bloco baixo), registrados pelos isótopos cosmogênicos ^{10}Be . Os efeitos tectônicos também desencadearam processos de reorganização do sistema fluvial e transformações pedológicas com avanço de Argissolos em encostas, principalmente na margem sul (NAKASHIMA, 2000; GASPARETTO, 1999; CUNHA *et al.* 1999; MARTINS, 2000; COUTO, 2015). Dessa forma, confere-se que continuam ocorrendo adaptações de todo o sistema (relevo, drenagem, solos) perante as novas condições estruturais.

4 - MATERIAIS E MÉTODOS

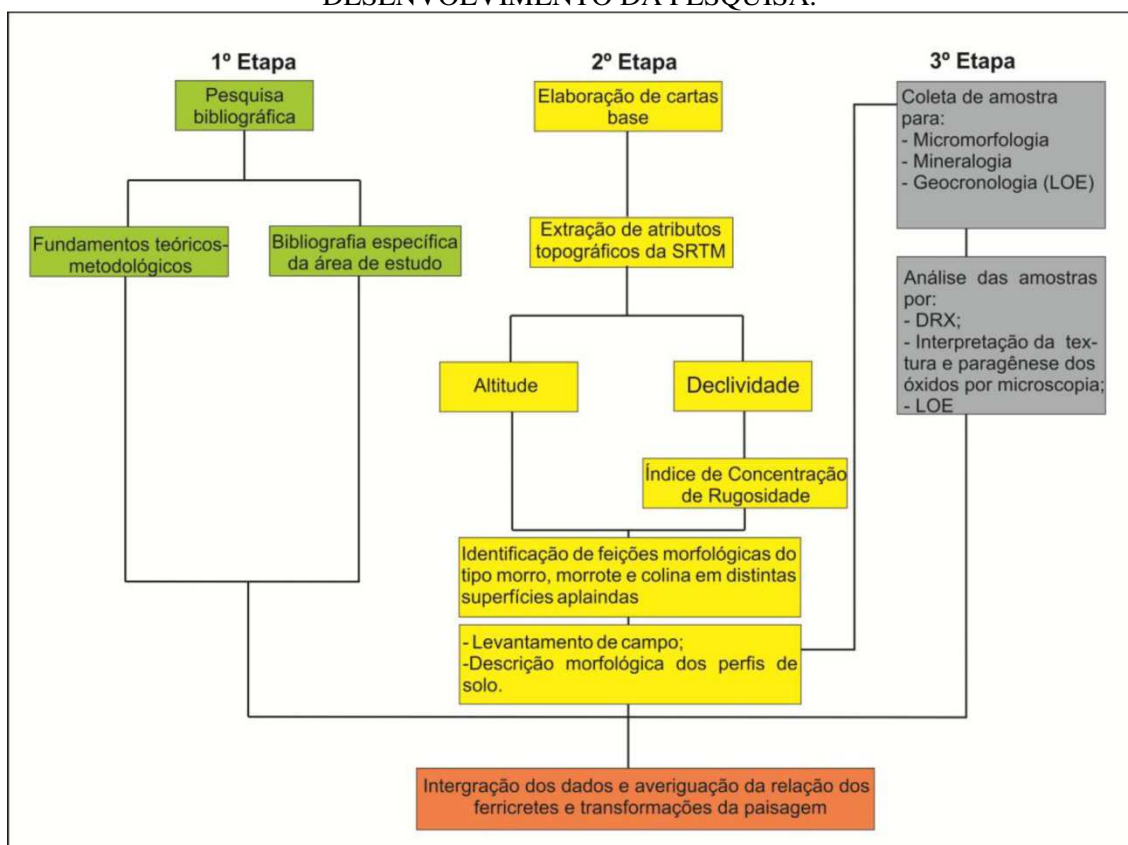
A organização metodológica, bem como os procedimentos técnico-operacionais, adotados nesta pesquisa foram divididos em três etapas (FIGURA 32). A primeira consistiu na revisão bibliográfica acerca dos trabalhos referentes à temática, bem como da área de estudo.

A segunda etapa compreendeu a aquisição e a elaboração de materiais cartográficos referentes à área de estudo, além da estruturação de um banco de dados, da preparação de mapas para interpretação, bem como da elaboração do Índice de Concentração de Rugosidade como instrumento prévio para identificação de morros, morrotes e colinas, mantidos pelos ferricretes. A realização do trabalho de campo foi uma etapa à parte, que corroborou com a proposta da pesquisa, pois confirmou a presença de ferricretes sobre feições de relevo (morrotes e colinas) e permitiu a determinação dos locais de coleta desse material, para posterior análise em laboratório.

A terceira etapa teve foco no processamento das amostras em laboratório, com ênfase na mineralogia, micromorfologia e datação de eventos de soterramento, no intuito de compreender a gênese dos perfis de ferricretes e sua configuração atual.

Por fim, estabeleceu-se a integração dos resultados com o objetivo de construir uma discussão sobre a transformação da paisagem da área, comparando-se os resultados obtidos com aqueles propostos por outros autores.

FIGURA 32 - ESTRUTURA METODOLÓGICA UTILIZADA PARA O DESENVOLVIMENTO DA PESQUISA.



4.1 Procedimento metodológico

4.1.1 Índice de Concentração de Rugosidade - ICR

Em razão da grande extensão do Noroeste do Paraná, correspondendo a 11% do estado (23.900km²), seria difícil o reconhecimento em campo dos locais de ocorrência de feições morfológicas mantidas pela presença de ferricretes.

Assim, optou-se pela utilização do índice morfométrico para auxiliar a identificação prévia de feições morfológicas de interesse, no caso, o Índice de Concentração da Rugosidade (ICR). A geração desse índice decorre da análise da repetição dos valores de declividade por unidade de área. Logo, os valores medidos e distribuídos, de forma contínua ou descontínua, são avaliados em conjunto e fornecem padrões morfológicos do relevo, os quais podem tomar em consideração escalas regionais e locais (ICR global e local) (SAMPAIO e AUGUSTIN, 2014).

Como o emprego do ICR, neste estudo, teve por intuito reconhecer feições morfológicas locais (feições de pequenas dimensões, conforme SAMPAIO e AUGUSTIN, 2014), adotou-se o ICR local⁹, pois ele permite compartimentar qualquer área em subunidades morfológicas. Nesse sentido, mesmo feições morfológicas de pequenas dimensões podem ser facilmente identificadas e delimitadas pelo emprego do ICR local.

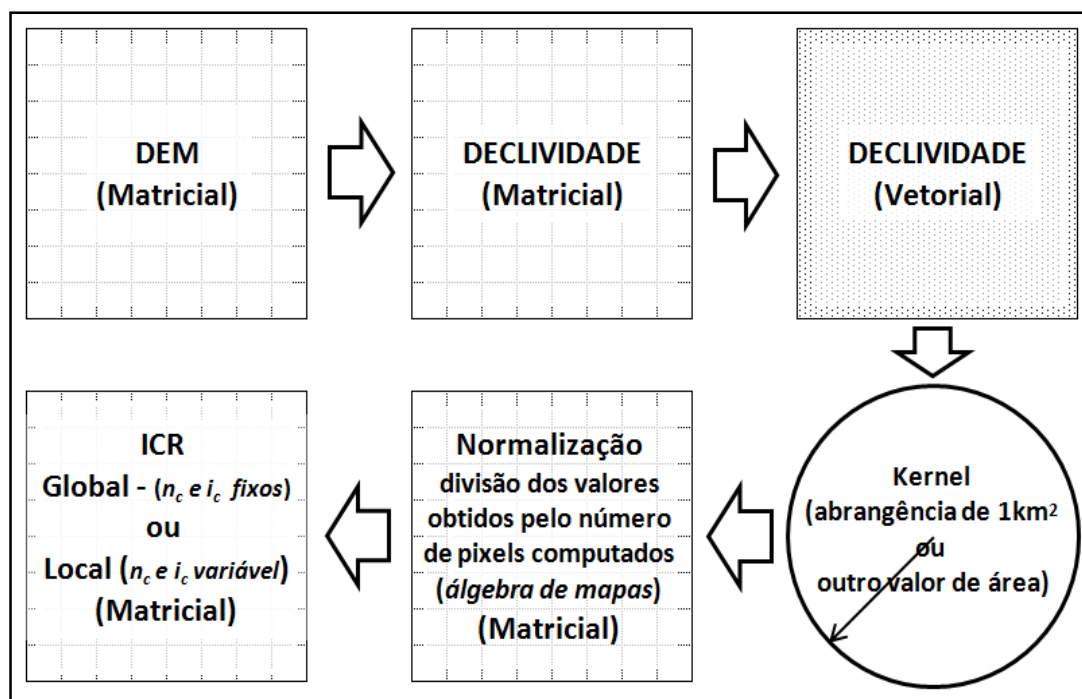
Para elaboração do ICR local foram utilizadas cinco imagens de modelos digitais de elevação - *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), com resolução de 90m, com abrangência da área de estudo. A partir dessas imagens, foram gerados arquivos *raster* (formato matricial), com valores de declividade (%), os quais, em seguida, foram convertidos em valores pontuais (formato vetorial), e aplicado o estimador de densidade por Kernel, optando-se pelo uso do raio de 282m (0,5km²). Após aplicação do estimador, normalizaram-se os valores por álgebra de mapas, obtendo-se os valores do ICR local (FIGURA 33).

Com a geração do índice, determinou-se classes morfológicas de relevo, a partir do agrupamento dos valores de ICR local, discretizando os seguintes intervalos:

- ICR local muito baixo - valores ICR abaixo de 2,5;
- ICR local baixo – valores ICR de 2,5 a 6;
- ICR local médio – valores ICR de 6 a 14;
- ICR local alto – valores ICR de 14 a 30;
- ICR local muito alto – valores ICR de 30 a 32,193.

FIGURA 33 - ETAPAS PARA GERAÇÃO DO MAPA DE RUGOSIDADE DO RELEVO.

⁹ Neste trabalho, o ICR local foi designado como rugosidade nas discussões dos resultados.



FONTE: SAMPAIO E AUGUSTIN (2014).

Para a classificação e padronização dos valores morfométricos das feições morfológicas locais de interesse (morros, morrotes e colinas), utilizou-se os critérios propostos pelo IPT (1981) (QUADRO 6).

QUADRO 6 - PRINCIPAIS CRITÉRIOS PARA IDENTIFICAÇÃO DE FEIÇÕES MORFOLÓGICAS LOCAIS, DENTRO DOS RELEVOS DE DEGRADAÇÃO (DENUDAÇÃO).

Conjuntos de sistemas de relevo	Declividade dominante das encostas	Amplitude local
Relevo colinoso	0 a 15%	<100m
Relevo de morros com encostas suavizadas	0 a 15%	100 a 300m
Relevo de morrotes	>15%	<100m
Relevo de morro	>15%	100 a 300m
Relevo montanhoso	>15%	> 300m

FONTE: IPT (1981).

Para constatar a veracidade das feições morfológicas mapeadas, a partir do emprego do ICR local, foram realizadas visitas a campo.

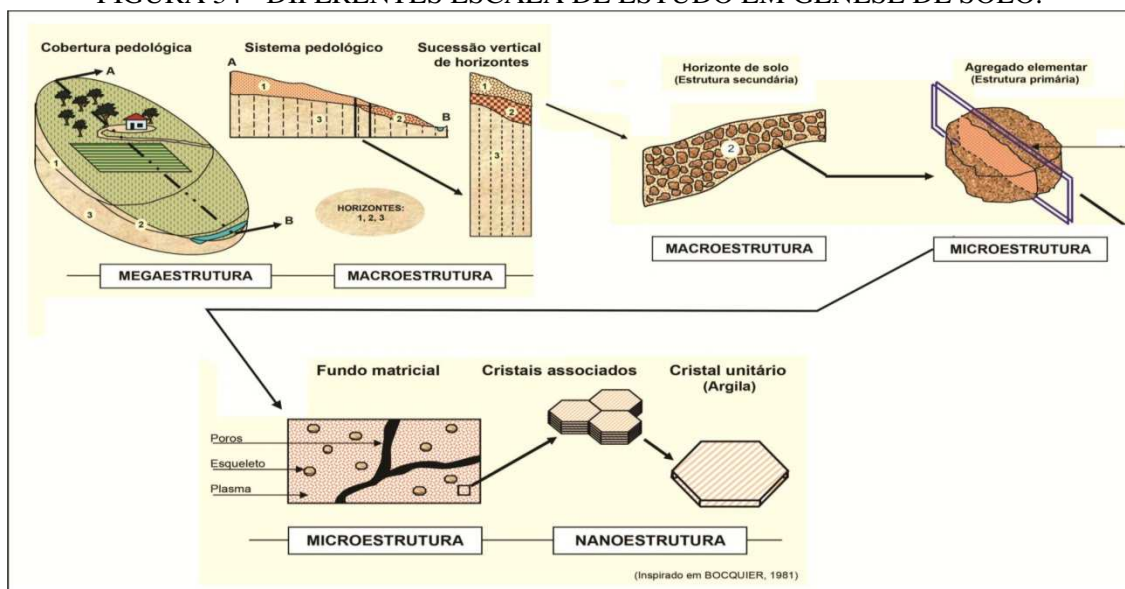
4.1.2 Procedimentos em campo e descrição morfológica

Com a prévia identificação das feições de relevo (morrotes e colinas) pelo ICR e averiguações em campo das feições que são mantidas por ferricretes, realizou-se observações da sua ocorrência.

Também foram feitas descrições morfológicas dos perfis (LE MOS e SANTOS, 1996) onde se reconheceu e coletou amostras em diferentes horizontes, para análise laboratorial, com o objetivo de identificar mecanismos pedológicos relacionados à gênese dos perfis de ferricretes.

Esse tipo de enfoque é um procedimento importante, pois solos são compostos por diferentes horizontes que se superpõem, justapõem ou superimpõem (CASTRO, 2002). Portanto observações em várias escalas permitiram a compreensão dos processos pedológicos que muitas vezes não se restringem a única escala de análise e variam do macromorfológico ao micromorfológico (FIGURA 34). Os diferentes níveis de abordagens trabalhadas em gênese de solo vão desde a escala da paisagem até a escala dos minerais (microscopia óptica e eletrônica, difração de raio-X entre outros).

FIGURA 34 - DIFERENTES ESCALA DE ESTUDO EM GÊNESE DE SOLO.



FONTE: BOCQUIER (1981), ADAPTADO POR CASTRO (2002).

Com relação aos critérios de coleta do material, essas foram realizadas em diversos locais de cada feição morfológica (FIGURA 35). Esse é um aspecto importante, pois ao coletar material somente de um local (perfil, corte, afloramento etc.), pode ocorrer tendência de análise de eventos de precipitação de óxido de ferro.

Buscou-se amostrar materiais de diversos aspectos como botrioidal, maciço, laminada, concêntrico, lamelar plano-paralelo (FIGURA 36 a-d). Também se selecionou os melhores espécimes possíveis com fases mais puras, cristalizadas com brilho metálico, na forma de concentrações em fissuras ou cavidades (FIGURA 36 - e, f).

FIGURA 35 - EXEMPLO DA SISTEMÁTICA DE ANÁLISE E COLETA DE DIVERSOS PONTOS NO MORROTE F13. IMAGEM DE SATÉLITE QUICKBIRD (05/02/2015) PROVENIENTE DO *SOFTWARE* GOOGLE EARTH.

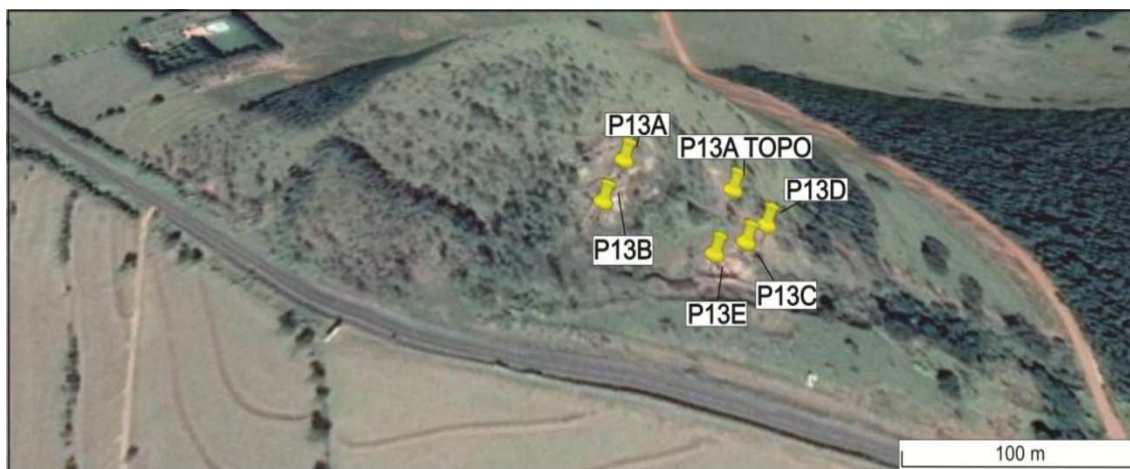
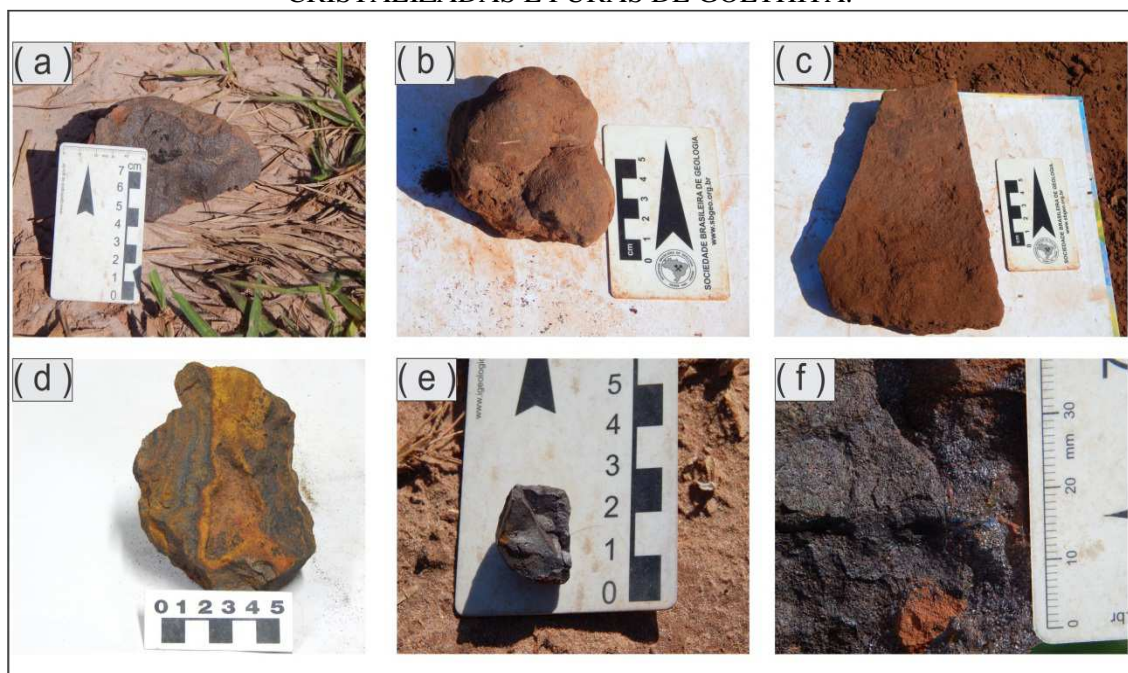


FIGURA 36 - TIPOS DE FERRICRETES COLETADOS: A) FERRICRETE MACIÇO, B) BOTRIOIDAL, C) TABULAR, D) LAMELAR PLANO-PARALELO, E, F) FASES MAIS CRISTALIZADAS E PURAS DE GOETHITA.



Outro objetivo da análise dos perfis com ferricretes *in loco* foi a caracterização dos aspectos homólogos na determinação de perfil ou conjunto de perfis e separação desses em grupos, para escolha de perfis representativos e desenvolver estudos detalhados sobre gênese dos ferricretes a partir deles.

4.1.3 Fluorescência de Raio-X e Difração de raio-X

Análises químicas por Fluorescência por Raio-X (FRX) foram realizadas para determinar teores de elementos presentes nos horizontes dos perfis com ferricrete. As análises foram feitas no equipamento modelo Axios Max da marca PANalytical do

Laboratório de Análises de Minerais e Rochas (LAMIR) da UFPR. Os teores foram reportados em óxido (% em peso).

A caracterização mineral foi realizada por Difratomia de Raio-X (DRX), no Laboratório de Análises de Minerais e Rochas (LAMIR) da Universidade Federal do Paraná (UFPR). As amostras foram analisadas pelo método do pó (amostra natural), em um difratômetro de raios-X (modelo X'Pert Pro MPD, PW 3040/60 PANalytical), com goniômetro PW3050/60(θ - θ) e com tubo de raio-X cerâmico de anodo de Cu ($K\alpha_1 = 1,540598 \text{ \AA}$), modelo PW3373/00, foco fino longo, filtro $K\beta$ de Ni, detector X'Celerator RTMS (*Real Multiple Scanning*), no modo *scanning* e com *activelength* 2-122°.

Empregou-se os seguintes padrões instrumentais: varredura de 5°-75° 2 θ , 40 kV, 30 mA, passo 0,02° em tempo/passo de 20 s, fenda fixa 1/2 e anti-espalhamento 5°, máscara 10 mm e movimento da amostra *spining*, com 1 rps.

A interpretação dos difratogramas foi realizada no *software* X'Pert HighScore Plus.

4.1.4 Micromorfologia

Para a análise micromorfológica, foram coletadas amostras indeformadas em caixa de papel de 13cm x 7cm, transportadas para o laboratório e secas ao ar durante 1 mês, e mais dois dias secas em estufa a 40°C. Posterior a esse processo, as amostras foram colocadas em fôrmas de alumínio e, depois, em dessecador conectado a uma bomba pneumática, para criar um sistema de vácuo e facilitar o processo de impregnação.

As amostras foram impregnadas com uma mistura de resina industrial Araldite Cy 248, Catalizador Hy 956 e acetona P.A e deixadas em repouso em local firme, onde ficaram por 30 dias, para endurecerem, e assim foram confeccionadas lâminas.

As análises microscópicas foram efetuadas com o auxílio de microscópio óptico de luz polarizada Zeiss, tipo petrográfico, portado de luz transmitida e refletida, no Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR), sediado na Universidade Federal do Paraná.

A nomenclatura para descrição das lâminas seguiu a proposta do Handbook for Soil thin Section Description (BULLOCK *et al.* 1985), conforme segue:

- Fundo matricial: termo geral usado para o conjunto de material grosso, fino e com poros que formam a base - fundo matricial. É gerado a partir de processos pedogenéticos e pode ser modificado por fluxo de água superficial e subsuperficial, podendo gerar feições pedológicas.
- Material grosso: consideram-se assim as frações silte e areia.
- Material fino: consideram-se as frações menores que 2 microns (fração argila).
- Fábrica birrefringente: arranjo espacial dos constituintes da fração argila, que se encontram orientados dentro do fundo matricial e podem se formar por diversos processos (atividade biológica, expansão e contração do material etc.).
- Feições pedológicas: são formas distinguíveis do material associado a diversas razões, tais como origem, diferenças em concentrações de algumas frações do material fino, ou diferenças no arranjo de alguns constituintes.
- Distribuição relativa: consideração da posição de indivíduos semelhantes em relação a indivíduos diferentes (exemplo: material fino em relação ao material grosso). Neste

trabalho, foram adotadas nomenclatura propostas por Stoops e Jongerius (1975): mônica, enáulica, porfírica, gefúrica e quitônica.

Mônica: distribuição onde as partículas em geral pertencem a um só grupo de tamanho e tipo de material.

Enáulica: distribuição onde agregados de material fino apresentam-se dissociados do esqueleto, dispersos nos poros, mas sem preenchê-los.

Porfírica: distribuição onde partículas maiores distribuem-se numa matriz de material bem mais fino. Pode ser: aberta, fechada, fragmentada, cavitária, etc.

Gefúrica: distribuição onde as unidades maiores apresentam-se parcialmente ligadas entre si por pontes de material bem mais fino.

Quitônica: distribuição onde as partículas maiores apresentam-se envolvidas por películas de material mais fino.

4.1.5 Datação por Luminescência Opticamente Estimulada - LOE

A datação por luminescência é baseada no acúmulo de cargas radioativas de elétrons do último período em que o material esteve exposto à radiação solar (AITKEN, 1998). Neste estudo, o método foi utilizado para identificar descontinuidades erosivas e períodos de remobilização dos ferricretes e colúvios.

A luminescência refere-se ao fenômeno caracterizado pela emissão de luz, a partir de um material isolante ou semicondutor, quando o referido material absorve, previamente, a energia de uma fonte de radiação externa. Esse fenômeno ocorre graças ao acúmulo de cargas elétricas em níveis energéticos metaestáveis, em que a emissão ocorre quando essas cargas recebem energia suficiente para serem liberadas.

O método de datação por luminescência escolhido foi a Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), o qual utiliza fonte luminosa para excitar os cristais e liberar os elétrons aprisionados, provenientes do último período em que estiveram expostos à luz.

As amostras (colúvio e solo enterrado) foram enviadas para a empresa Datação, Comércio e Prestação de Serviço Ltda. Inicialmente, as amostras foram separadas nas frações 88-180 μ m (fração areia) e submetidas a tratamento químico com água oxigenada (H_2O_2), ácido fluorídrico (HF) e ácido clorídrico (HCl); e, posteriormente, foram separados grãos de quartzo dos metais pesados por densimetria, utilizando-se uma solução de politungstato de sódio. As amostras foram, ainda, submetidas à irradiação solar por um período de, aproximadamente, 20 dias para o decaimento (TL/LOE). Após esse procedimento, foram separados 40mg de cada amostra, e cada porção recebeu doses conhecidas de ^{60}CO .

A idade das amostras foi calculada a partir da paleodose (P = energia total absorvida pelo cristal e pela incidência de radiações ionizantes) em Gy, e das doses anuais DA_γ (radiações- γ), DA_β (partícula- β) e $DA_{r.c.}$ (raios cósmicos) em Gy/ano. As doses anuais (DA) foram calculadas com base nas concentrações de ^{32}Th , $^{235}U/^{238}U$ em partes por milhão (ppm) e K^{40} em porcentagem, medida por espectroscopia- γ da amostra natural, sem nenhum tratamento.

A partir da obtenção dos resultados, foram delineadas “curvas de crescimento” para cada amostra, plotando-se a intensidade de luminescência em razão da dose. Assim, para o cálculo das idades, obteve-se valores das doses anuais e das paleodoses, a partir do método da regeneração total, pela interseção da curva de calibração e da linha da luminescência natural.

Para idades obtidas pelo método LOE considerou-se o modelo de idade de central (*central age model* – *CAM*) para o cálculo da dose equivalente a partir das medidas das alíquotas para amostras com dispersão global (*over-dispersion*) inferior a 0,30 e para valores superiores foi utilizado o modelo de idade mínima (*minimum age model* – *MAM*) (GALBRAITH; ROBERTS, 2012).

5 - RESULTADOS

Neste capítulo, inicialmente, serão apresentados os resultados referentes à aplicação do Índice de Concentração de Rugosidade (ICR), no intuito de identificar feições de relevo mantidas por ferricretes no Noroeste do Paraná. Serão expostos também os resultados da caracterização morfológica dos materiais presentes nessas feições.

Após a descrição morfológica, serão informados os resultados acerca da descrição micromorfológica, das análises químicas, mineralógicas, geocronológicas e a relação desses dados com a gênese dos perfis de ferricretes.

Por fim, será apresentada uma análise integrada dos dados gerados neste trabalho com os encontrados na literatura referente ao Noroeste do Paraná, culminando com a apresentação da possível evolução dos ferricretes, desde sua gênese à disposição atual na paisagem, bem como a sua relação com os processos de evolução da paisagem (tectônica e clima), focando, sobretudo, nos processos ocorridos no Quaternário.

5.1 Índice de Concentração de Rugosidade e a caracterização morfológica dos perfis de ferricretes

A geração da rugosidade (FIGURA 37) para o Noroeste do Paraná permitiu a discretização de cinco classes (muito baixa, baixa, média, alta e muito alta). A distribuição espacial (FIGURA 38) concentra-se nas classes de rugosidade muito baixa (42%) e baixa (54%), representando 96% da área, o que demonstra uma morfologia predominantemente pouco dissecada. As demais classes de rugosidade representam 4%, sendo que a classe de rugosidade média corresponde a 3,57%; a alta 0,30%; e a muito alta 0,13%.

As classes de rugosidade muito baixa e baixa estão associadas aos grandes compartimentos do relevo de baixa dissecção, situados nas planícies aluviais dos rios Paraná, Ivaí, Piquiri e Paranapanema e aos modelados de degradação como as superfícies interplanálticas I e II.

As outras classes de rugosidade (média, alta e muito alta) estão presentes em feições residuais (colinas, morrotes e morros) e vales dissecados dos rios. Contudo, apesar das elevações residuais e dos vales dissecados apresentarem o mesmo valor de rugosidade (rugosidade média), as primeiras possuem formas geométricas diferenciadas, ou seja, formas circulares e isoladas enquanto os vales apresentam formas alongadas e contínuas, permitindo a sua diferenciação.

FIGURA 37 - MAPA DE RUGOSIDADE DO NOROESTE DO PARANÁ E FEIÇÕES DE RELEVO CONSTATADAS EM CAMPO.

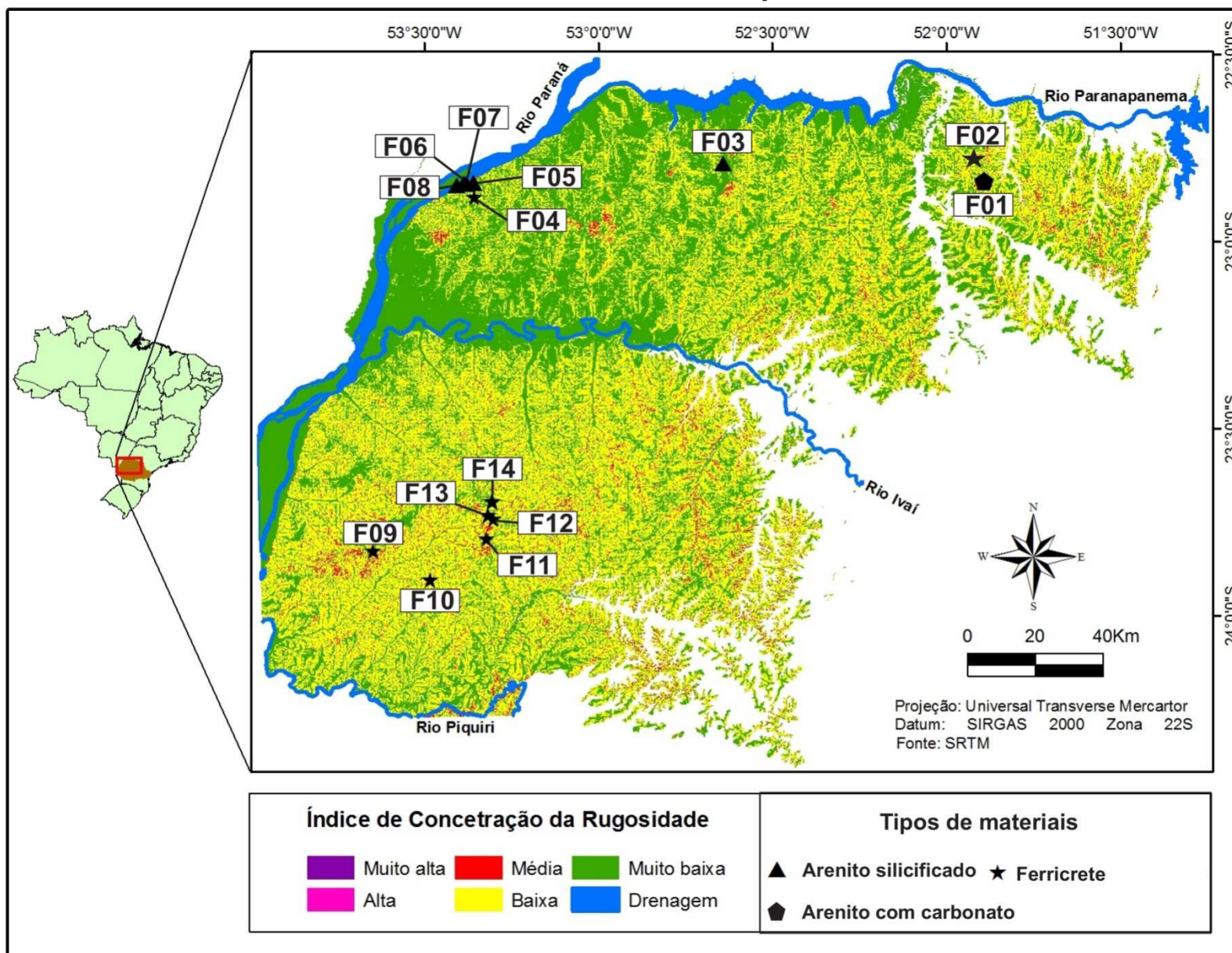
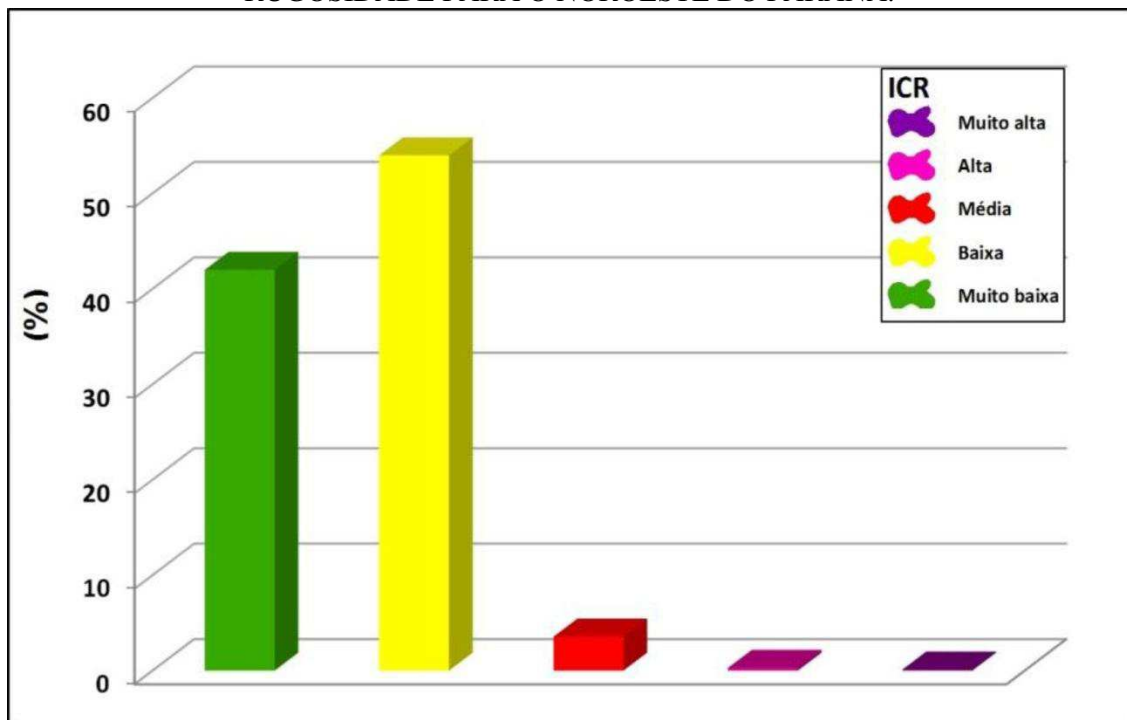
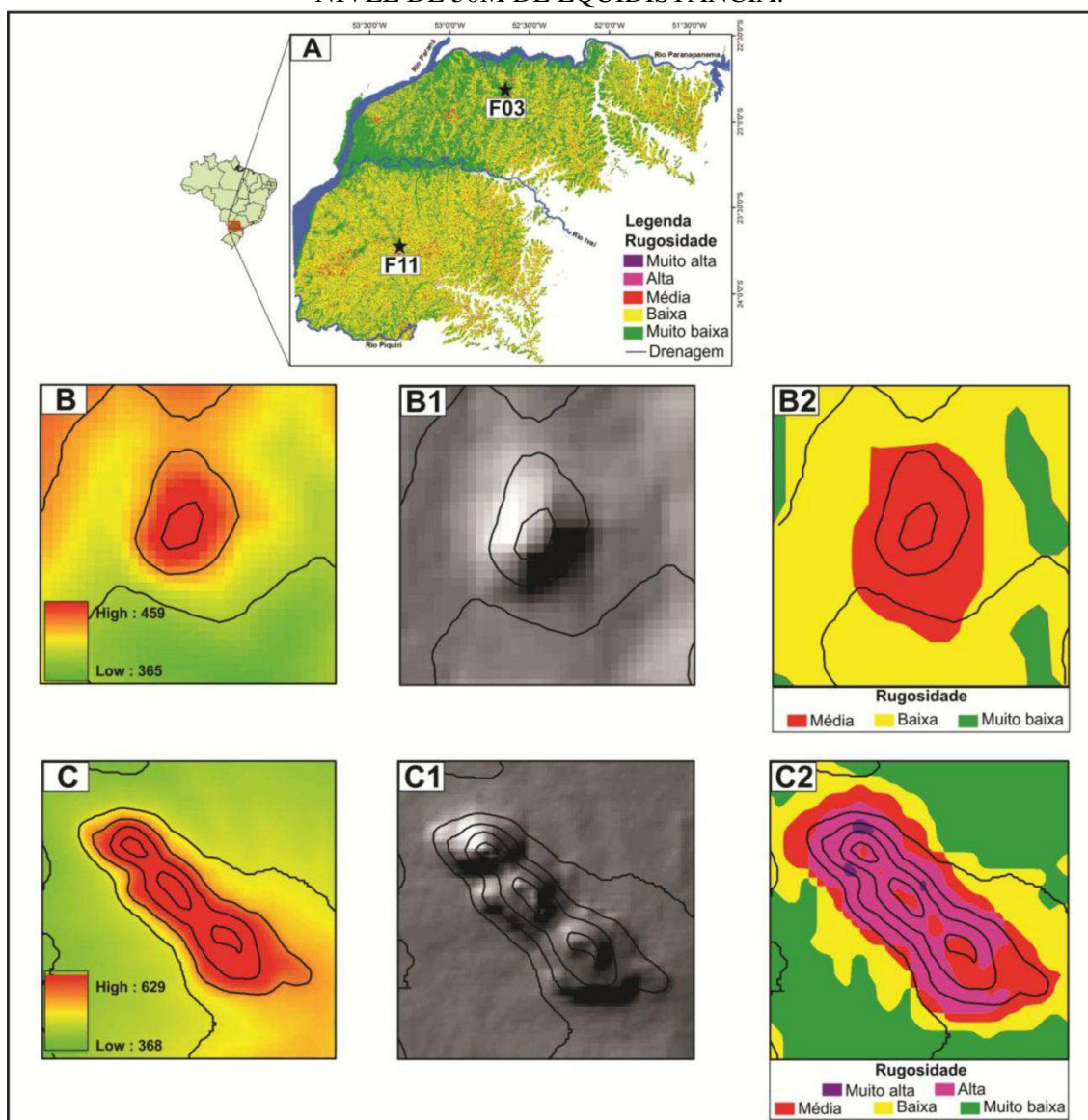


FIGURA 38 - GRÁFICO DE PORCENTAGEM DE ÁREA, PARA CADA CLASSE DE RUGOSIDADE PARA O NOROESTE DO PARANÁ.



Para auxiliar na identificação das feições de interesse (morros, morrotes e colinas) pela rugosidade, também se utilizou da técnica de sombreamento do relevo (FIGURA 39), derivado do modelo digital de elevação SRTM. Essa técnica permite o realce das formas de relevo a partir da simulação de diferentes ângulos de iluminação, destacando feições estruturais e esculturais diferenciadas na paisagem, algo que a altimetria não permite mostrar (FIGURA 39 B, C).

FIGURA 39 - RUGOSIDADE DO NOROESTE DO PARANÁ (A). ALTIMETRIA DO MDE DA FEIÇÃO 11 (B). IMAGEM SOMBREADO E RUGOSIDADE DA FEIÇÃO 11 (B1, B2). ALTIMETRIA DO MDE DA FEIÇÃO 03 (C). IMAGEM SOMBREADO E RUGOSIDADE DA FEIÇÃO 03 (C1, C2). TODAS AS IMAGENS SÃO SOBREPOSTAS POR CURVAS DE NÍVEL DE 50M DE EQUIDISTÂNCIA.



Pela associação entre rugosidade e sombreamento do relevo, foram identificadas 14 feições residuais no Noroeste do Paraná, que foram inventariadas utilizando-se de atributos morfométricos (altitude e declividade), derivados do modelo digital de elevação SRTM, seguindo critérios estipulados por IPT (1981).

Foram identificadas 14 feições morfológicas, já ilustradas no início deste capítulo (FIGURA 37), assim distribuídas: morro (1), morrotes (8) e colinas (5) (QUADRO 7).

As categorias de relevo identificadas como colinas e morrotes estão presentes na classe de rugosidade média - com variação da altitude de 300m a 491m, amplitude altimétrica entre 16m a 45m, declividade entre 2,82% a 41% e média de declividade entre 11,8% a 38,18% (QUADRO 7).

A feição morfológica morro engloba três classes de rugosidade - média, alta e muito alta, com variação de altitude de 430 m a 620 m, amplitude altimétrica de 199 m, declividade entre 10,88% a 60% e média de declividade 49,12% (QUADRO 7).

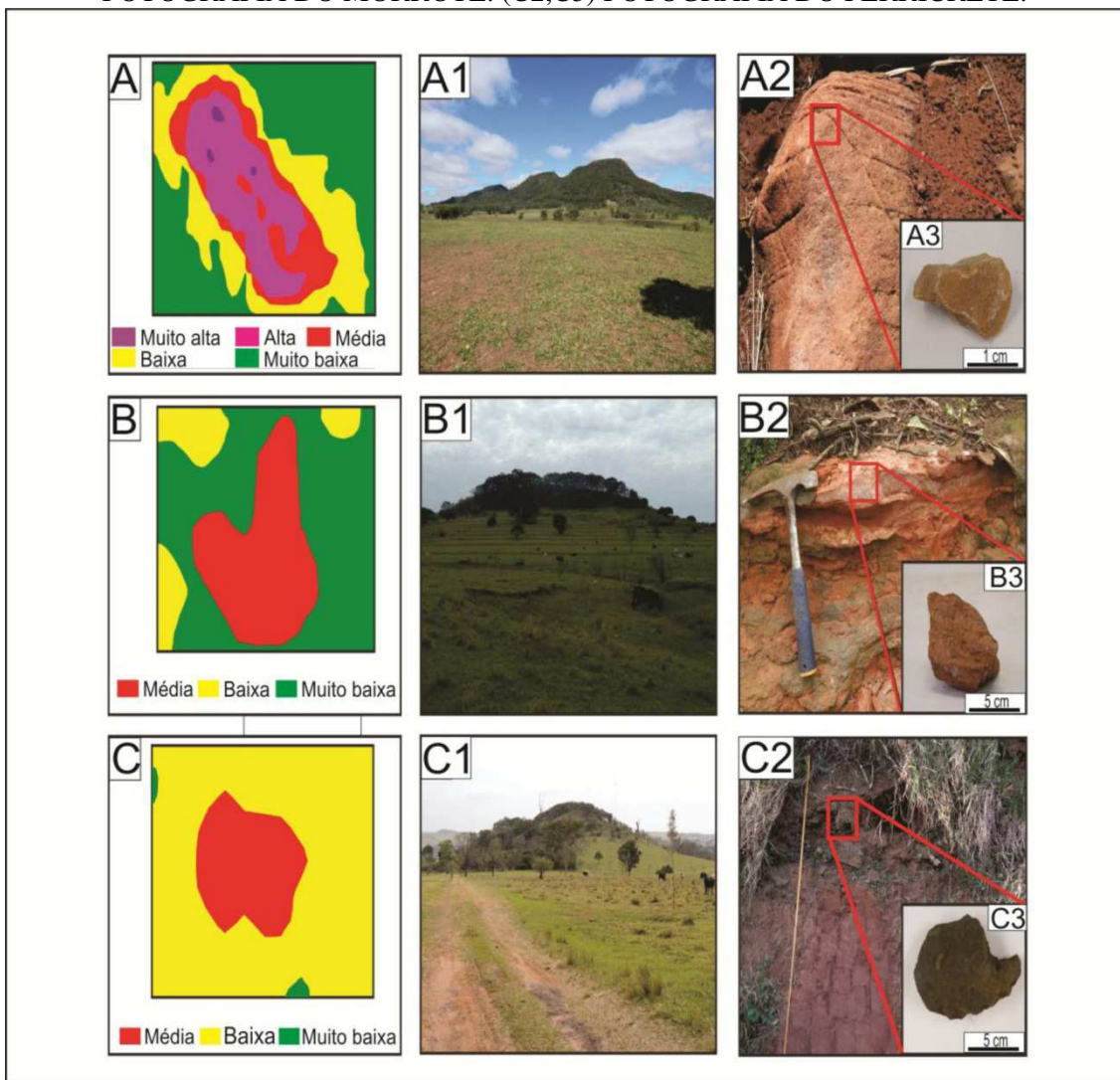
QUADRO 7 – ATRIBUTOS MORFOMÉTRICOS DAS FEIÇÕES DE RELEVO E MATERIAIS PRESENTES.

Feição	Altitude (m)			Declividade (%)			Feição de relevo (IPT, 1981)	Material ferruginoso ou rocha
	máxima	mínima	Amplitude	máxima	mínima	média		
F01	476	450	26	22	6,5	15,5	Morrote	Arenito carbonático
F02	460	440	20	17	6	14	Colina	Ferricrete
F03	629	430	199	60	10,88	49,12	Morro	Arenito silicificado
F04	403	380	23	20	6	12,23	Colina	Ferricrete
F05	320	300	20	18,61	6,78	13,15	Colina	Arenito silicificado
F06	320	280	40	30	1,3	16,20	Morrote	Arenito silicificado
F07	320	280	40	34,44	1	19,36	Morrote	Arenito silicificado
F08	300	280	20	11	1,12	6,1	Colina	Arenito silicificado
F09	439	390	49	23	7,89	15,11	Morrote	Ferricrete
F10	431	400	31	27	11,5	15,5	Morrote	Ferricrete
F11	465	430	35	25	9,5	15,5	Morrote	Ferricrete
F12	491	460	31	16	4,2	11,8	Colina	Ferricrete
F13	489	450	39	30	10,06	19,94	Morrote	Ferricrete
F14	480	440	40	20	6,4	13,6	Colina	Ferricrete

A partir do reconhecimento das feições de relevo pela rugosidade, realizaram-se averiguações em campo, apurando quais feições identificadas em laboratório se confirmaram. Em campo, também, conforme já exposto no Quadro 7 foi possível identificar os três tipos de condicionantes que as mantêm preservadas na paisagem: arenitos silicificados, arenitos carbonáticos e os ferricretes (FIGURA 40).

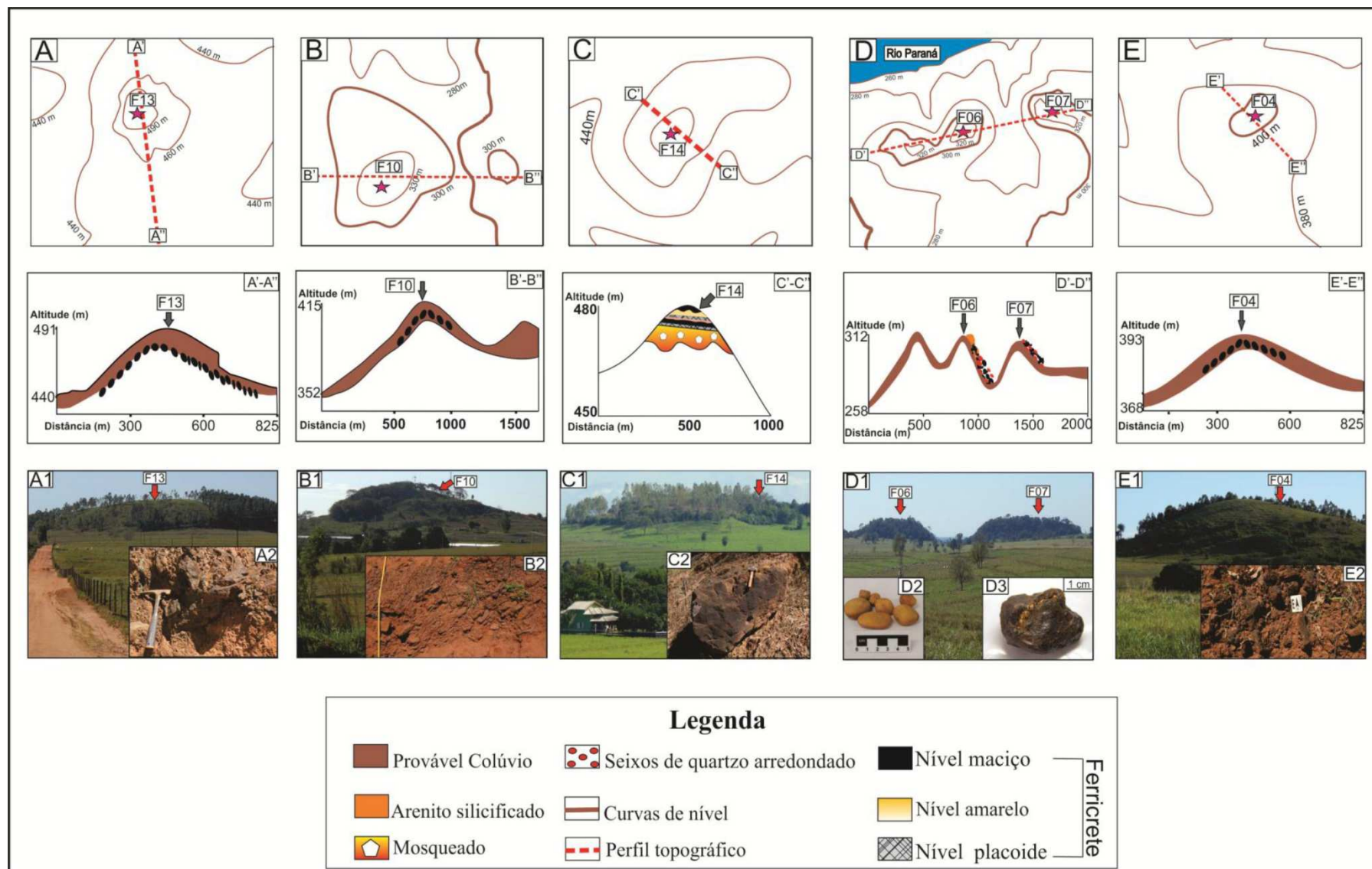
Os tipos de cimentos em arenitos e materiais ferruginosos possuem distintas origens: os cimentos silicáticos (FIGURA 40 – A3) são de origem hidrotermal (FERNANDES *et al.* 1993); os cimentos carbonáticos (FIGURA 40 – B3) têm origem de ambiente árido (FERNANDES; COIMBRA, 1994); e os cimentos ferruginosos (FIGURA 40 – C3) são de origem pedogenética (JUSTUS, 1985).

FIGURA 40 - RUGOSIDADE E OCORRÊNCIA DE MORROS, COLINAS, E MORROTES, E O TIPO DE MATERIAL QUE MANTÉM TAIS FEIÇÕES ELEVADAS. (A) RUGOSIDADE DE UM MORRO MANTIDO POR ARENITO SILICIFICADO. (A1) FOTOGRAFIA DO MORRO. (A2, A3) FOTOGRAFIA DO ARENITO SILICIFICADO. (B) RUGOSIDADE DE UM MORROTE MANTIDO POR ARENITO CARBONÁTICO. (B1) FOTOGRAFIA DO MORROTE. (B2, B3) FOTOGRAFIA DO ARENITO CARBONÁTICO. (C) RUGOSIDADE DE UM MORROTE MANTIDO POR FERRICRETE. (C1) FOTOGRAFIA DO MORROTE. (C2,C3) FOTOGRAFIA DO FERRICRETE.



Pela determinação da rugosidade e das feições de relevo identificadas em campo, constatou-se a presença de ferricretes em oito feições, nas quais foram realizadas descrições em cortes e perfis (FIGURA 41). Com a descrição dos materiais (LEMONS e SANTOS, 1996) nessas feições, constatou-se que há dois tipos de perfis com ferricrete: ferricretes mobilizados – alóctone (FIGURA 41 - A, B, D e E), e sem remobilização - autóctone (FIGURA 41 – C'-C1). A descrição desses materiais está a exposta a seguir.

FIGURA 41 – SEÇÕES DE PERFIS TOPOGRÁFICOS EXTRAÍDOS DA SRTM (A-E). ILUSTRAÇÕES DAS FEIÇÕES DE RELEVO QUE APRESENTAM FERRICRETES EM LINHA DE PEDRA OU IN SITU (A'-E'). FOTOGRAFIA DAS FEIÇÕES DE RELEVO E FERRICRETES PRESENTES NESSAS. A NOMENCLATURA DAS FEIÇÕES SEGUEM A DENOMINAÇÃO NA FIGURA 37.



Em quatro morrotes próximos ao rio Paraná (FIGURA 37 – F05 a F08), esculpturados em arenitos silicificados (FIGURA 42 – A1), ocorrem nódulos de ferricretes mobilizados de tamanho de 1cm a 5cm (FIGURA 42 - A2), esparsos na superfície da feição de relevo, que compõem a linha de pedra, presente nas encostas das feições.

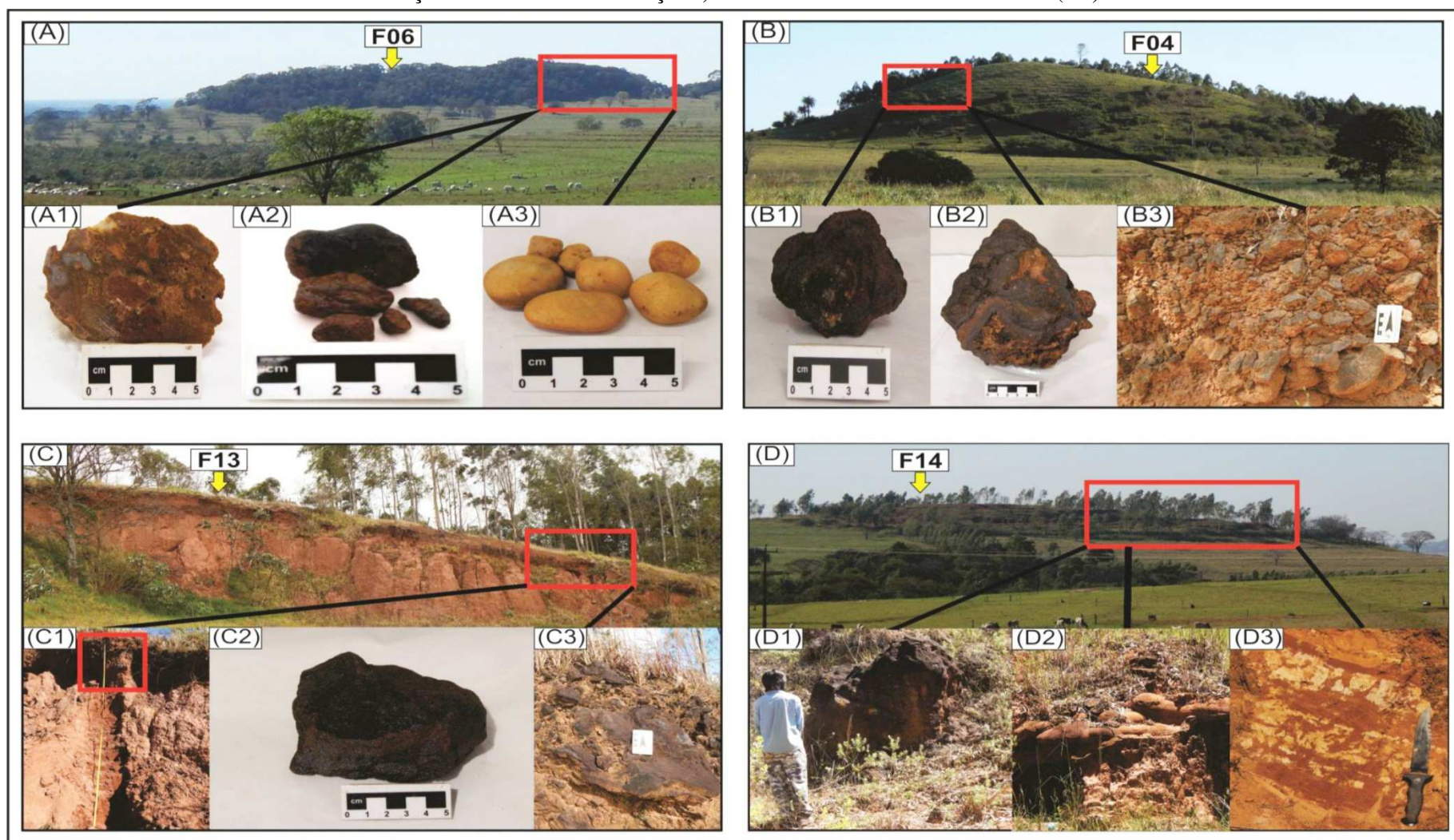
Nessas feições desenvolvidas em arenitos silicificados, além de ocorrerem cascalhos ferruginosos ao longo das encostas, é possível observar fragmentos e matacões de arenitos silicificados, fragmento de carvão e calhau de quartzo arredondado (FIGURA 42 – A3). Contudo, os cascalhos ferruginosos não são responsáveis pela sustentação dessas feições e sim os arenitos silicificados.

Devido à proximidade das feições sustentadas por arenito silicificado com o rio Paraná (FIGURA 37 - F05 a 08), há possibilidade de que calhaus de quartzo arredondados tenham sido carreados e depositados nos morrotes e colinas pelo rio, pois, no passado, o curso do rio Paraná poderia ter seguido em direção leste e depositado os calhaus arredondados sobre o terreno.

Para Santos e Stevaux (2001), esses calhaus de quartzo arredondado são materiais rudáceos, depositados pelo rio Paraná durante o Terciário (soerguimento do planalto central) e apresentam clastos bem arredondados, atingindo até 20cm. De acordo com o critério de classificação, adotado por esses mesmos autores, esses materiais são cascalheiras oligomíticas de alta vertente, de composição predominante de quartzo-quartzítica (FIGURA 43 – A3).

Também próximo ao rio Paraná, ocorre outra feição, classificada como colina F04 (FIGURA 42 – B), que se desenvolveu sobre arenitos sem silicificação ou carbonatos. Nessa feição, constata-se presença de matacões de ferricretes mobilizados, de tamanho métrico, (FIGURA 42 – B2) que acompanham a morfologia da colina, na forma de linhas de pedra de até 100 cm de espessura (FIGURA 42 – B3). A presença desses materiais ferruginosos constitui fator determinante para manutenção dessa feição na paisagem, contudo, ao contrário das outras feições identificadas, essa está mais distante do rio Paraná e pode não ter sofrido influência do rio no passado, pois não há presença de depósitos de calhau de quartzo arredondado.

FIGURA 42 - FEIÇÕES DE RELEVO E OCORRÊNCIA DE FERRICRETES NA FORMA DE MATAÇÃO, CASCALHO OU HORIZONTE CONTÍNUO. A) MORROTE MANTIDO POR ARENITO SILICIFICADO PRÓXIMO AO RIO PARANÁ, COM PRESENÇA DE LINHAS DE PEDRA (A1) ARENITO SILICIFICADO SERRADO, (A2) CASCALHOS DE FERRICRETES, (A3) CALHAU DE QUARTZO ROLADO. B) COLINA MANTIDA POR MATAÇÕES E CASCALHOS DE FERRICRETES ANGULOSOS E SUBANGULOSOS (B1, B2), NO QUAL OS FERRICRETES ESTÃO DISPOSTOS NA FORMA DE LINHA DE PEDRA COM ORIENTAÇÃO DESORDENADA (B3). (C) MORROTE MANTIDO POR MATAÇÕES E CASCALHOS DE FERRICRETES (C1), EM QUE SE APRESENTAM NA FORMA DE LINHA DE PEDRA COM ORIENTAÇÃO DESORDENADA (C3). D) COLINA MANTIDA POR FERRICRETE CONTÍNUO (D3), APRESENTA 2 METROS DE ESPESSURA (D1) E HORIZONTE MOSQUEADO (SEGUINDO A DIREÇÃO DE ESTRATIFICAÇÃO) SUBJACENTE AO FERRICRETE (D2).



No divisor entre as bacias dos rios Ivaí e Piquiri, ocorrem seis feições de relevo, sendo cinco morrotes e uma colina (FIGURA 37 - F9 a F14), que se desenvolveram sobre arenitos sem silicificação ou carbonato. Nessas feições, é recorrente a presença de linhas de pedra de ferricrete.

Os materiais ferruginosos presentes observados nos morrotes e nas colinas apresentam-se na forma de linhas de pedra (FIGURA 42 - C), acompanhando a morfologia das feições, variando de 40 cm a 85 cm de espessura.

As linhas de pedra são compostas por matacão e cascalho de ferricrete heterométrico de forma angulosa a subangulosa, que apresentam fragmentos com tamanhos de até 70 cm. A organização é desordenada (FIGURA 42 - C2), sem agentes cimentantes entre os matacões e cascalhos de ferricrete. As camadas ferruginosas são cobertas por colúvios de textura areia franca, muito cascalhenta.

As camadas de materiais ferruginosos descritas apresentam orientação desordenada e discordância erosiva com o saprólito de textura areia franca.

A presença de discordância erosiva nos perfis indica que horizontes soterrados por linhas de pedra podem ser parte de saprólito decapitados, em eventos de erosão/deposição das camadas de materiais ferruginosos.

A colina F14 (FIGURA 42 - D) apresenta algumas características diferenciadas em relação às demais feições que ocorrem no divisor entre as bacias do Ivaí-Piquiri. Os ferricretes dessa colina estão dispostos em horizontes ferruginosos contínuos (FIGURA 42 - D1, D2), não aparentando mobilização do material ou descontinuidade erosiva. Abaixo desse horizonte ferruginoso há presença de horizonte mosqueado (FIGURA 42 - D3), o que indica mudanças graduais das características morfológicas entre horizontes.

5.2 Descrição morfológica, micromorfológica, mineralógica e geoquímica dos horizontes dos perfis de ferricretes

Pelas observações *in loco* dos materiais presentes em morros, morrotes e colinas, foi possível verificar que do total de 14 feições mapeadas, oito (colinas e morrotes) são sustentadas por ferricretes e, dentre essas, sete feições apresentam materiais mobilizados (alóctones), na forma de linhas de pedra (FIGURA 43 - P04 a P13), e uma feição com materiais sem aparente mobilização (autóctone) (FIGURA 43 - P14).

Assim sendo, para o estudo da gênese dos ferricretes presentes em topo de colinas e morrotes, optou-se por selecionar dois perfis representativos do grupo dos alóctones e autóctones, que podem ter preservado registros do processo de formação do perfil de ferricrete (autóctone) e os que foram submetidos ao desmantelamento pós-formação (alóctones), como proposto no tópico anterior.

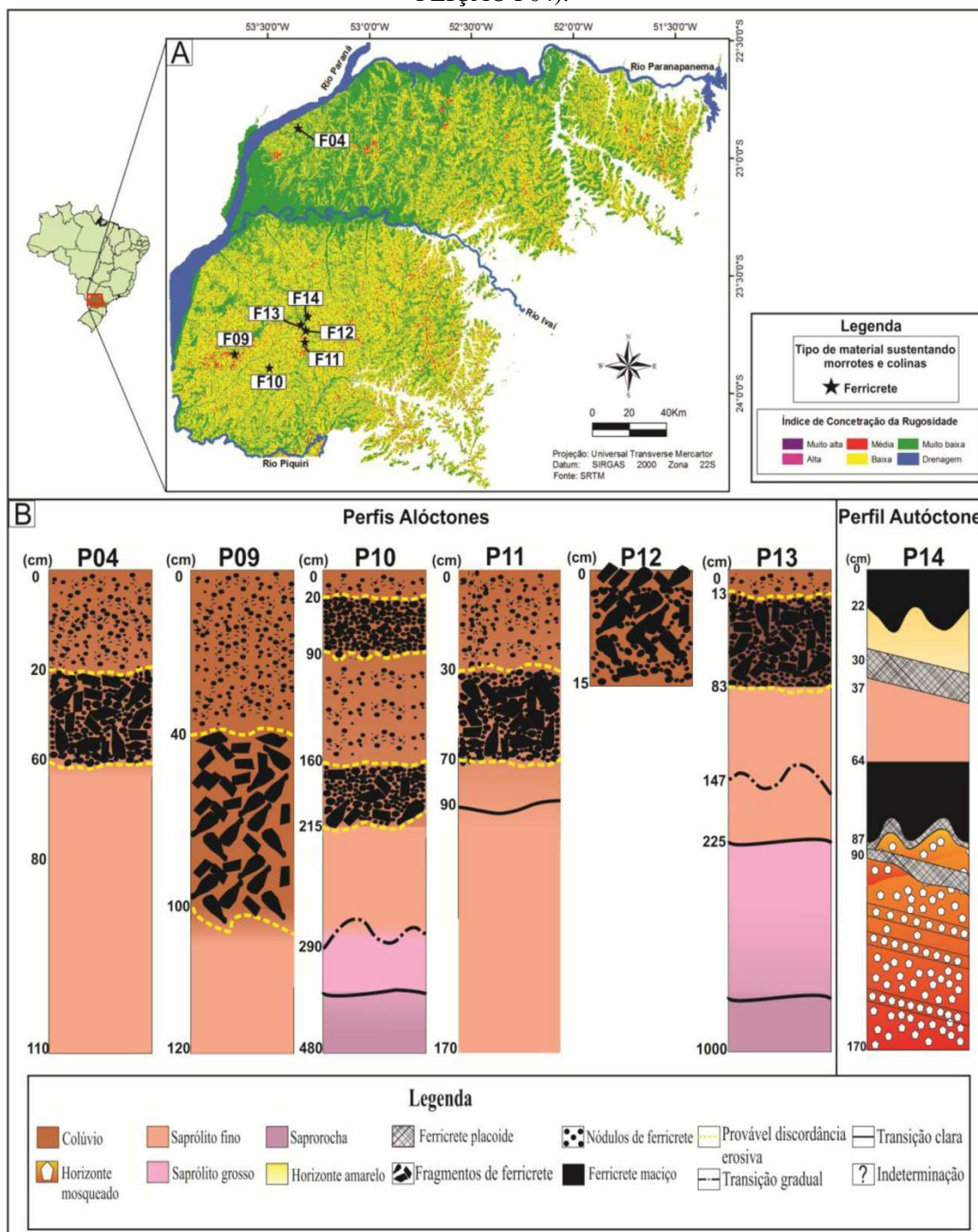
Para representar a ideia de autoctonia selecionou-se o perfil 14 (FIGURA 44), por ser esse o único que não apresenta aparente mobilização do material e tem melhores condições de preservação dentre os perfis analisados, pois não há sinais de desmantelamento, ou seja, é o remanescente que, provavelmente, melhor preservou os processos formadores originais dos processos de acumulação de ferro.

Como representante de perfil desmantelado (alóctone), selecionou-se o perfil 13 (FIGURA 44), dado que apresenta mobilização de materiais, decapitação de horizontes de solos e prováveis discordâncias erosivas entre horizontes e colúvio.

Justifica-se escolha do perfil 13 (P13), especificamente, devido aos materiais do grupo dos alóctones apresentarem características homólogas, não diferindo entre si, mantendo um padrão na paisagem (sempre apresentam linha de pedra soterrando

horizonte saprolítico). Esse perfil também apresenta uma maior exposição em profundidade (até 10 m de espessura), permitindo a amostragem desde o início da alteração da rocha (saprólito grosso) ao topo do perfil.

FIGURA 43 - MAPA DE RUGOSIDADE COM LOCALIZAÇÃO DAS FEIÇÕES DE RELEVO SUSTENTADAS POR FERRICRETES (A). ILUSTRAÇÕES DE PERFIS COM FERRICRETES QUE SUSTENTAM FEIÇÕES DE RELEVO (B). A NOMENCLATURA DOS PERFIS SEGUE AS FEIÇÕES GEOMORFOLÓGICAS CORRESPONDENTES AOS DENOMINADOS EM (A) (EXEMPLO P04 CORRESPONDE AO PERFIL ANALISADO NA FEIÇÃO F04).



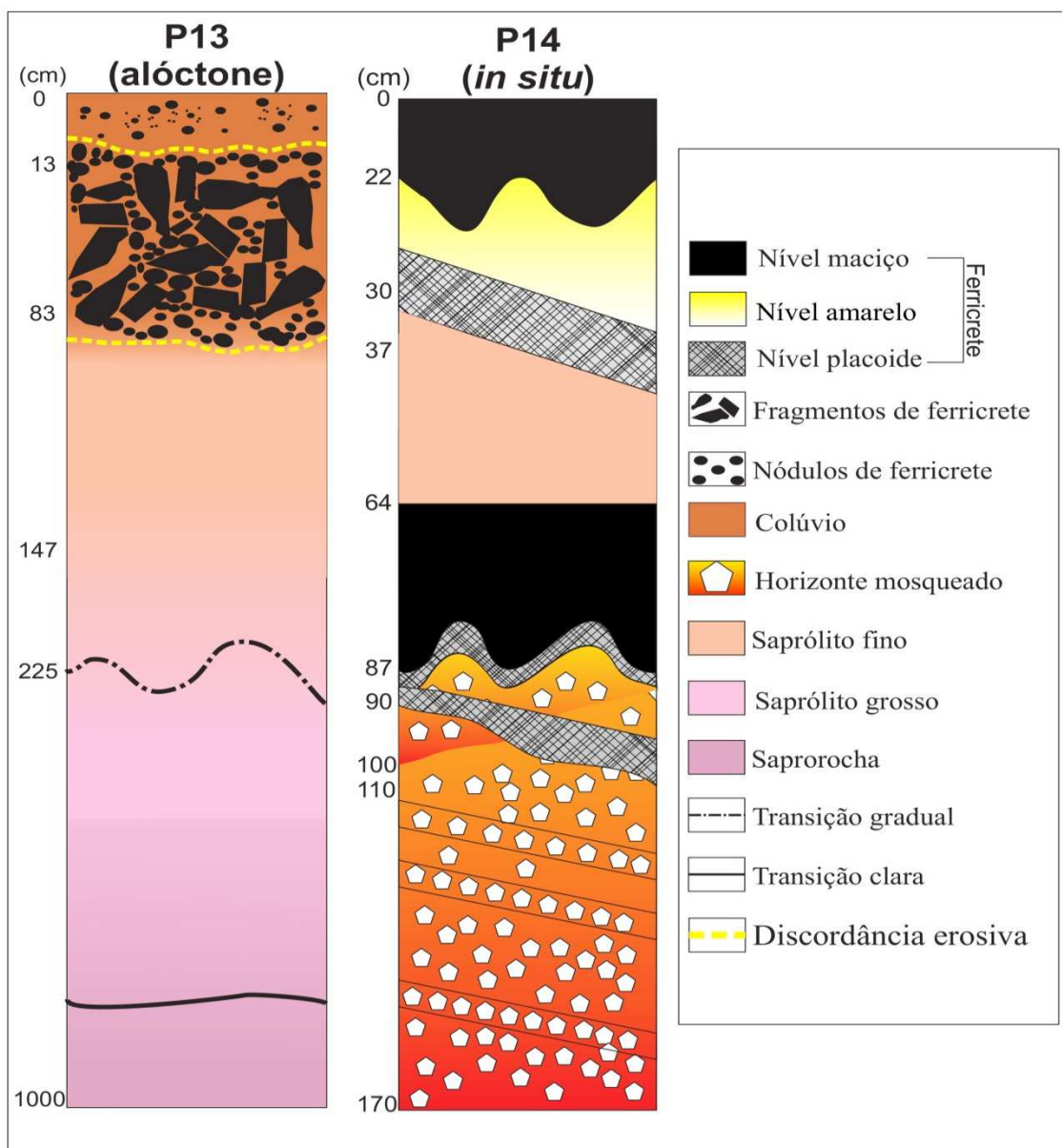
A partir da seleção dos dois perfis representativos (alóctone e autóctone), realizaram-se descrições morfológicas, mineralógicas e químicas de cada um, na perspectiva de elaborar um quadro completo, relacionado à evolução dos perfis de ferricretes, desde sua alteração, ferruginização e dismantelamento pós-formação.

Para alcançar essa proposta procurou-se coletar amostras de todos horizontes dos perfis de solo e quando possível da rocha matriz (ainda que alterada), com o propósito não só de escalarecer discontinuidades litológicas com a rocha ou com horizontes de solo pré-existent, mas também a sequência de sua evolução pedológica.

Portanto pelo emprego das análises laboratoriais empregadas, objetivou-se esclarecer algumas questões indagadas por observações em campo sobre os perfis, dentre as quais ressaltam-se:

- 1) Existem filiações genéticas entre os horizontes de ferricrete e os subjacentes?
- 2) Quais fases de ferruginização os ferricretes foram submetidas até sua completa formação?
- 3) Como evoluíram os perfis desde a sua formação até a sua configuração atual (FIGURA 44 – P13)?

FIGURA 44 - ILUSTRAÇÃO DE PERFIS ALÓCTONE E *IN SITU*, UTILIZADO COMO EXEMPLARES PARA O ESTUDO DA GÊNESE DOS PERFIS DE FERRICRETES, NO NOROESTE DO PARANÁ.



5.2.1 Descrição macromorfológica do perfil P14

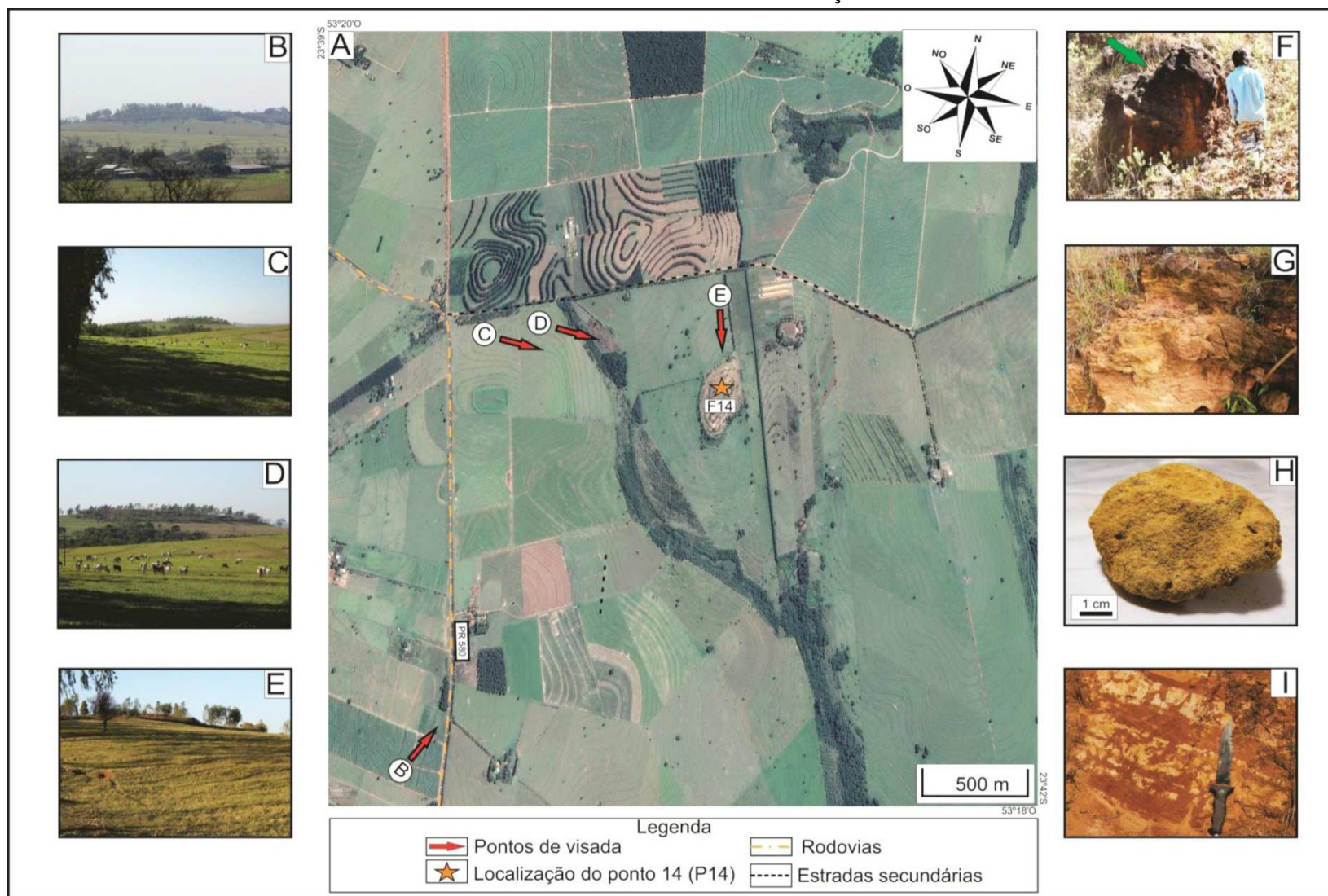
A feição de relevo denominada F14 foi classificada como colina (QUADRO 8), situa-se, em relevo com baixa dissecação e baixa amplitude altimétrica, conforme ilustrado na sequência (FIGURA 45 – A-E). O que mantém a colina em destaque na paisagem são os ferricretes (FIGURA 45 –F), que sustentam essa feição.

Os ferricretes presentes nessa feição ocorrem na forma de horizonte contínuo sem aparente mobilização (FIGURA 45 – G-I)

QUADRO 8 – DADOS MORFOLÓGICOS DA FEIÇÃO F14.

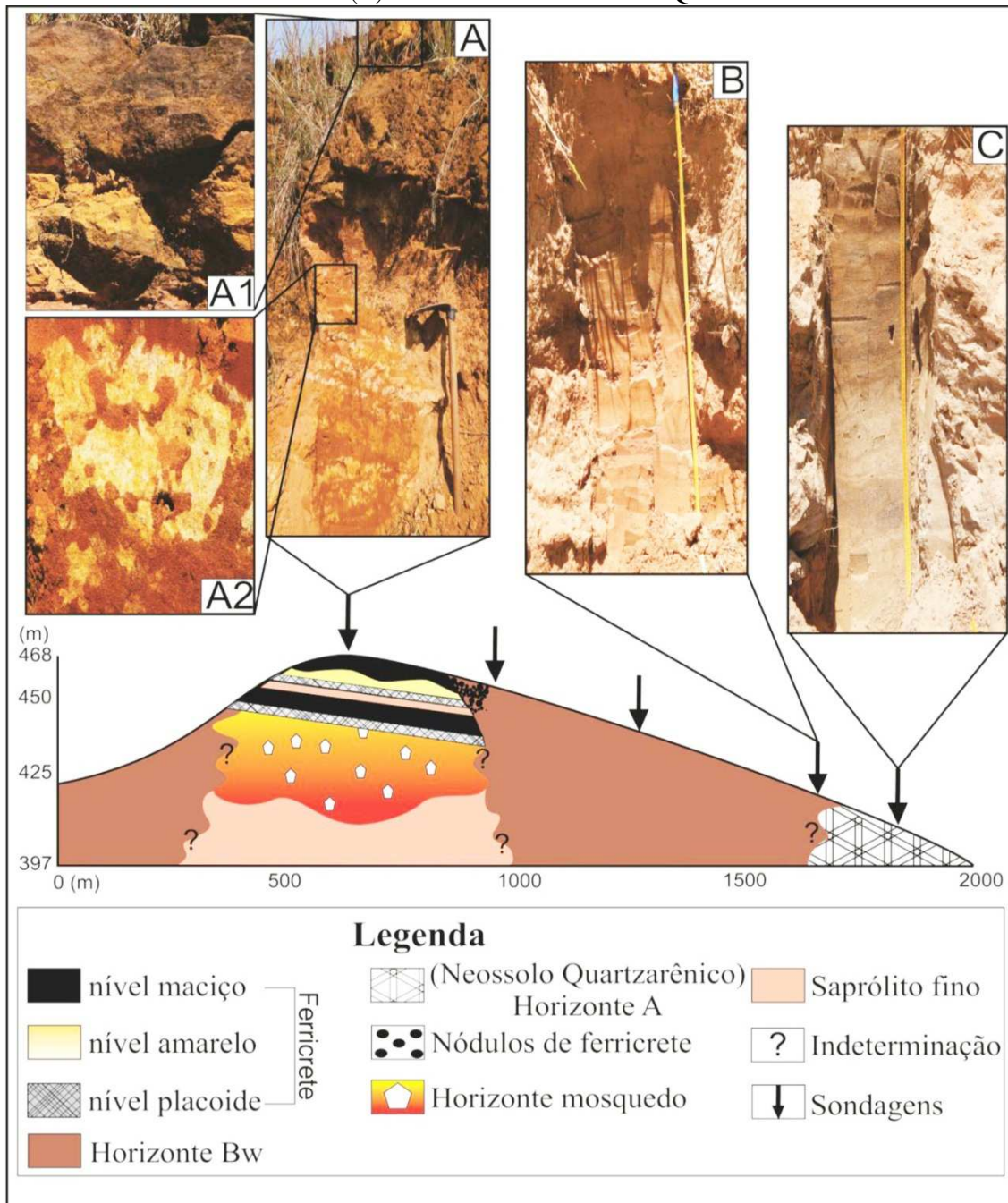
FICHA DE DESCRIÇÃO DOS PONTOS VISITADOS				
1- Identificação e localização do ponto				
Código F14	Município Umuarama	Acesso PR-580 (Rodovia Umuarama sentido Serra dos Dourados)	Coordenadas F14 Y: 23°40'51.79" S X: 53°19'29.06" W Z: 476 m	
Data da visita 08/08/2015	Folha topográfica SF22-Y-C-V-1/MI-2780/1 Xambrê			
2- Dados regionais				
Geologia Formação Rio Paraná	Bacia hidrográfica Córrego Araras/Ribeirão Piava	Superfície interplanáltica SPII	Solos Latossolo	Face dos pontos de coleta Nordeste
3- Características da feição morfológica analisada				
Feição geomorfológica Tipo: colina Forma do topo: Retilíneo Distribuição espacial: isolado		Altitude (m) Máxima: 480 Mínima: 450 Amplitude: 30	Declividade (%) Máxima: 20 Mínima: 6,4 Dissecação (ICR) Média	Vertente Tipo: convexa
4- Características do material coletado				
Tipo de material: ferricrete		Cimento: goethita (cor do traço laranja a amarelo)		
Grão predominante: quartzo do tamanho de areia média (0.5 mm)		Organização: aparentemente sem mobilização dos ferricretes (<i>in situ</i>)		

FIGURA 45 – PERSPECTIVA DO RELEVO DA FEIÇÃO 14 (F14). (A) IMAGEM DE SATÉLITE QUICKBIRD (19/07/2015) PROVENIENTE DO *SOFTWARE* GOOGLE EARTH, ILUSTRANDO MORFOLOGIA LOCAL. (B-E) PONTO DE VISTA DA COLINA DE TOPO CONVEXO (F14). (F) HORIZONTE FERRICRETE, 2 METROS DE ESPESURA (SETA VERDE). (G) PERFIL DE FERRICRETE APRESENTANDO HORIZONTE FERRUGINOSO NO TOPO E MOSQUEADO SUBJACENTE. (H) AMOSTRA AMARELA DO FERRICRETE INDICANDO PRESENÇA FREQUENTE DE GOETHITA (FERRUGINIZAÇÃO EM ESTÁGIO “INTERMEDIÁRIO”). (I) MOSQUEADO VERMELHO/BRANCO/AMARELO SEGUINDO O SENTIDO DE MERGULHO DA ESTRATIFICAÇÃO DA ROCHA.



A ocorrência de ferricrete nessa feição limita-se ao topo da colina (FIGURA 46), sugerindo que as concentrações ferruginosas se encontram *in situ*, e os horizontes do perfil indicam filiações entre si, sendo que o ferricrete se modifica, gradualmente, em profundidade para mosqueado (FIGURA 46 – A-A2), sem aparentes discordâncias erosivas.

FIGURA 46 - ILUSTRAÇÃO DA FEIÇÃO F14 E FOTOS DE DIFERENTES PERFIS DE SOLO PRESENTES AO LONGO DA VERTENTE. (A) PERFIL DE FERRICRETE. (A1) DETALHE DO FERRICRETE. (A2) DETALHE DO MOSQUEADO VERMELHO E AMARELO. (B) PERFIL DE LATOSSOLO. (C) PERFIL DE NEOSSOLO QUARTZARÊNICO.



Para embasar a proposta de gênese *in situ* do material, foram feitas análises micromorfológicas (lâminas delgadas), mineralógicas (Difração de Raio-X - DRX), químicas

(Fluorescência de Raio-X - FRX) e via descrições morfológicas dos horizontes do perfil 14 (P14), localizado no topo da referente colina (FIGURA 47).

A análise morfológica dos horizontes do P14, resumida a seguir, permitiu identificar três horizontes: ferricrete (maciço e placoide), saprolítico e mosqueado (FIGURA 47).

Horizonte de ferricrete: presente na profundidade de 0-37 cm é composto por ferricrete maciço, placoide (FIGURA 48 – A1). Cor 10YR 3/1. Porosidade fissural. Transição abrupta.

Observa-se que entre o ferricrete maciço e o placoide existe um nível amarelo. Neste estudo o nível amarelo é considerado como parte do ferricrete, suas características diferem dos níveis maciço e placoide, portanto necessita-se de descrição a parte, como segue.

Nível amarelo: localizado entre o ferricrete maciço e o placoide de 22-30 cm. Apresenta estrutura em blocos (até 10 cm) e cor 5Y 8/8 (FIGURA 48 – A3). Textura areia franca. Porosidade intergranular pequena. É friável, ligeiramente plástico e pegajoso. Transição abrupta.

Horizonte saprolítico fino: situado de 38-64 cm entre níveis de ferricrete. Caracteriza-se pela ausência de ferruginização e alteração avançada da rocha (saprolito fino). Apresenta estrutura maciça e cor 2,5YR 5/8 para o material vermelho alterado e 10YR 8.2 para fragmento de rocha não alterada. Textura areia franca. Porosidade intergranular pequena. É friável, ligeiramente plástico e pegajoso. Transição abrupta.

Horizonte de ferricrete: presente na profundidade de 65-90 cm é composto por ferricrete maciço e placoide, em que o último, em profundidade, se encontra cimentado ao maciço. Apresenta cor 10YR 3/1. Porosidade é composta por fissuras. Transição abrupta. Nesse horizonte, entre níveis de ferricrete placoide, também há presença de parte do horizonte mosqueado, (87-90 cm).

Horizonte mosqueado: presente de 91-170 cm, caracterizado pela ocorrência de manchas grandes (>1,5mm), variando de vermelho, branco e amarelo (FIGURA 48 – C3-4). Estrutura maciça e cor 2,5YR 8/2 para manchas brancas, 5YR 4/6 para manchas vermelhas e 10YR 7/8 para manchas amarelas. Textura areia franca. Porosidade intergranular. É friável, ligeiramente plástico e pegajoso. Ausência de saturação por água.

FIGURA 47– ILUSTRAÇÃO REPRESENTATIVA DO PERFIL P14 (P14) E DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA DOS HORIZONTES.

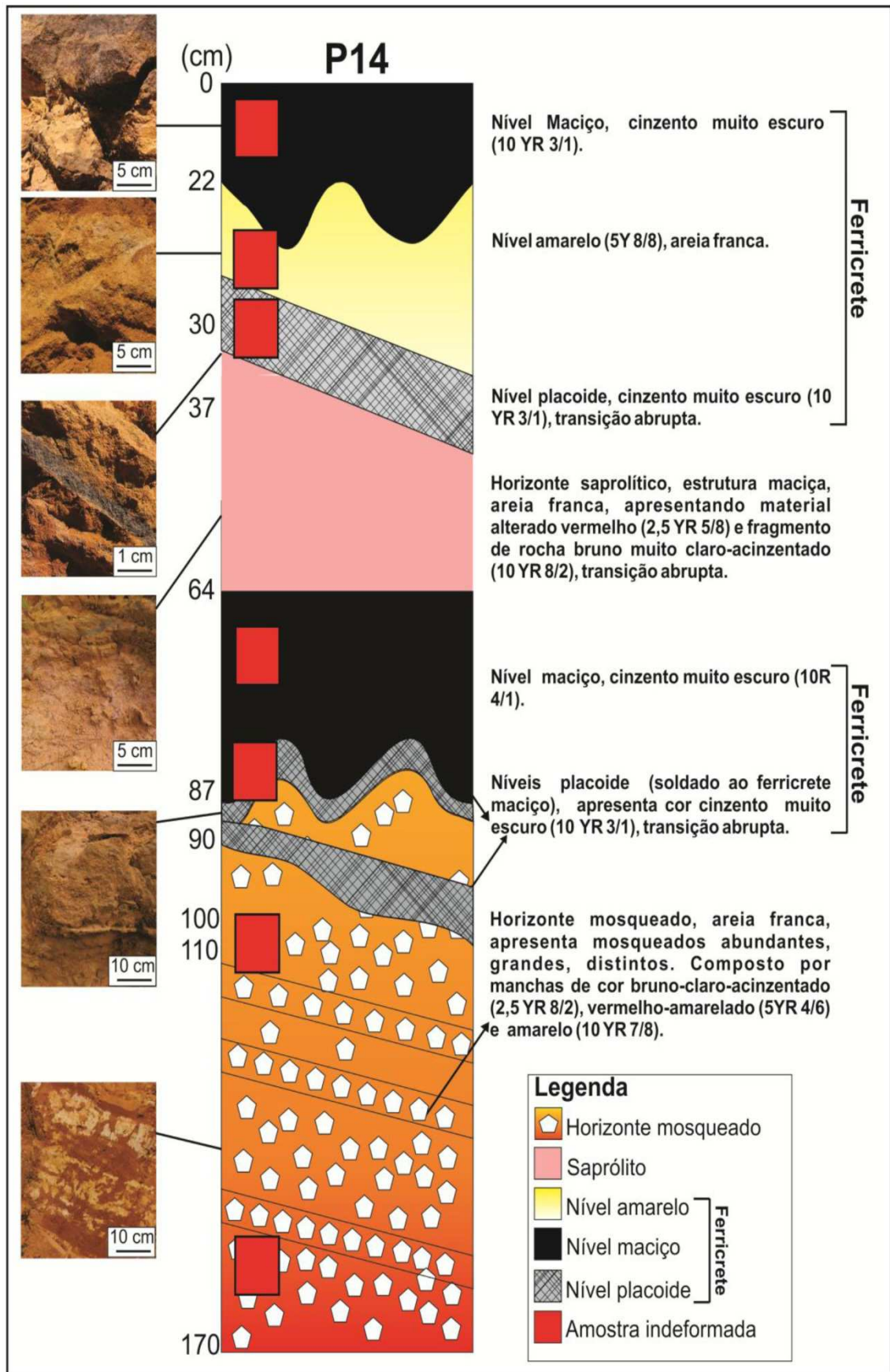
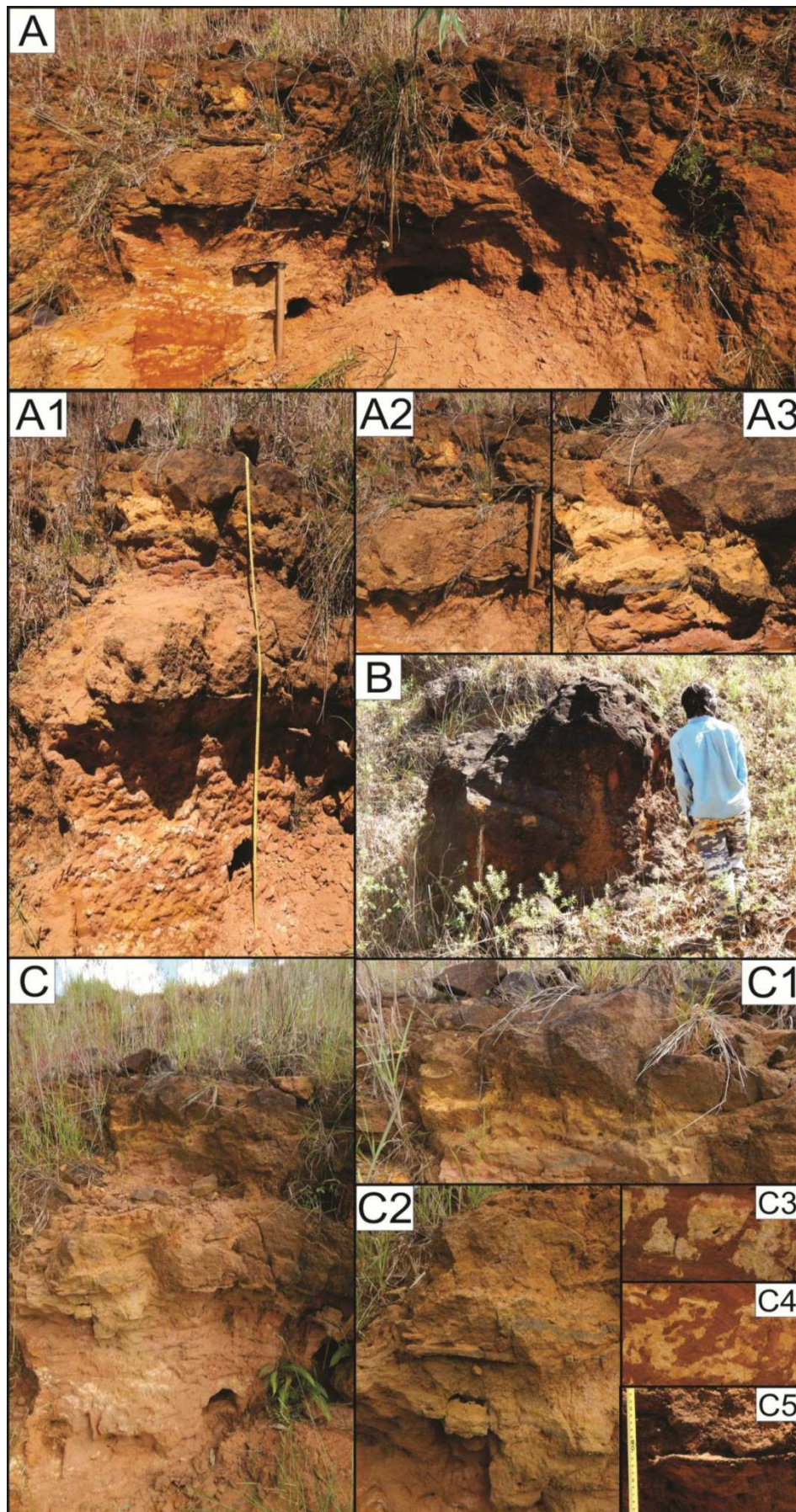


FIGURA 48 - FOTOGRAFIA DO PERFIL P14. A) PERFIL DE FERRICRETE. A1-3) DETALHES DO HORIZONTE DE FERRICRETE. B) BLOCO DE FERRICRETE. C) PERFIL DE FERRICRETE. C1-5) DETALHE DOS HORIZONTES DO PERFIL DE FERRICRETE.



Pela descrição morfológica do perfil P14, foi possível destacar algumas características quanto à disposição dos horizontes e suas prováveis relações genéticas:

- O horizonte mosqueado forma-se em posição oblíqua (FIGURA 47), aparentando seguir a estrutura da rocha, no caso a estratificação cruzada do arenito;
- O ferricrete placóide também aparenta direção oblíqua, que pode ser indício da influência da estrutura da rocha na sua formação inicial. Em profundidade (70-90 cm), está cimentado ao ferricrete maciço (FIGURA 47), aparentando ser a etapa inicial das concentrações ferruginosas que propiciaram a retenção do ferro e o espessamento do ferricrete.

A partir da descrição morfológica dos horizontes do perfil e das hipóteses levantadas com relação a sua gênese, foram coletadas amostras para as análises químicas, micromorfológicas e mineralógicas.

5.2.2 Análise química, descrição micromorfológica e mineralogia do perfil P14

Os resultados de Fluorescência de Raio-X (FRX) indicam presença de teores elevados de ferro nos horizontes de ferricretes, alcançando até 39,3% (Fe_2O_3), enquanto que nos outros horizontes do perfil esse valor não ultrapassa 7,3%, indicando a possibilidade de enriquecimento desse elemento nos horizontes ferruginosos (QUADRO 9).

Em relação aos outros elementos (alumínio, titânio, fósforo, entre outros) não houve aumento significativo, predominando ferro nos horizontes de ferricretes e silício nos demais horizontes.

QUADRO 9 – RESULTADOS ANALÍTICO-QUÍMICOS POR FRX DOS HORIZONTES DO P14.

			Composição química (óxidos %)												
Amostra	Prof. (cm)	Perda ao fogo (%)	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	P_2O_5	TiO_2	SO_3	K_2O	MnO	MgO	ZnO_2	ZrO_2	V_2O_5	Na_2O
Horizonte de ferricrete	maciço 0-20	4,40	52,9	39,3	2,1	1	<0,1	-	0,1	0,1	-	-	-	-	0,1
	amarelo 23-30	2,15	84,4	7,3	5,6	0,3	0,2	<0,1	<0,1		-	-	<0,1	-	-
Horizonte de ferricrete	50-83	3,03	70,7	22,6	2,8	0,4	0,2	<0,1	-	<0,1	-	<0,1	<0,1	0,1	-
Horizonte mosqueado	101-145	1,6	87,8	3,9	5,9	0,1	0,5	<0,1	-	<0,1	<0,1	-	<0,1	<0,1	-
	157	1,65	84	5,7	7,8	0,2	0,4	<0,1	<0,1		<0,1	-	<0,1	<0,1	-

As descrições micromorfológica e mineralógica dos horizontes do perfil de ferricrete foram feitas feita da base ao topo do perfil, pois desse modo foi possível expor a provável sequência cronológica da evolução dos horizontes, desde a alteração da rocha até a ferruginização.

Horizonte mosqueado (170 -90 cm; base do perfil): nesse horizonte há presença de três domínios com as cores vermelho, amarelo e branco (FIGURA 49 – A e B).

O fundo matricial caracteriza-se pelo predomínio de zonas contínuas de material grosso e material fino vermelho e amarelo (FIGURA 49 – C), preenchendo o espaço poroso, e conferindo a distribuição relativa predominante do tipo porfírica.

O material grosso mostra predomínio de quartzo (0.20-0.60 mm), é moderadamente selecionado, subanguloso, ligeiramente rugoso e distribuído aleatoriamente. O material fino é

vermelho sob luz polarizada plana (LP), e isotrópico sob luz polarizada cruzada (LPX). A porosidade dominante é fissural e de canais.

As feições pedológicas são representadas por criptocristalina, composta por nódulos de hematita arredondados (FIGURA 49 - D). São opacos em LP-LPX, tamanho de areia fina (0.06-0.20mm). O limite com material fino e grosso é abrupto. Sua distribuição é aleatória.

Para a análise mineralógica das amostras optou-se por fazer em fração total e argila sem tratamento, esse procedimento foi necessário, pois altas intensidades do quartzo podem diminuir os picos de reflexão de outros minerais não permitindo sua identificação. A composição mineral do mosqueado vermelho e amarelo é composta por goethita, caulinita e quartzo (FIGURA 50 – A e B), enquanto a zona esbranquiçada é composta por caulinita e quartzo (FIGURA 50 - C).

Não foi possível identificar, por DRX, a presença de hematita, como na microscopia. Isso ocorreu, possivelmente, a intensidade dos picos desse mineral ser diminuído por outros minerais, ou a quantidade não seja suficiente para detecção por esse método (<2%).

FIGURA 49 - (A) FOTOGRAFIA DO MOSQUEADO BRANCO (SETA AZUL), VERMELHO (SETA ROSA) E AMARELO (SETA VERDE). (B) FOTOGRAFIA DE LÂMINA, COM MOSQUEADO VERMELHO E AMARELO. (C) FOTOMICROGRAFIA DA MICROESTRUTURA MACIÇA COM PRESENÇA DE QUARTZO E MATERIAL FINO VERMELHO E AMARELO (LP). (D) FOTOMICROGRAFIA DE NÓDULOS HEMATÍTICOS (CÍRCULOS PRETO) EM LP. LEGENDA: LP = LUZ POLARIZADA, LPX = LUZ POLARIZADA CRUZADA.

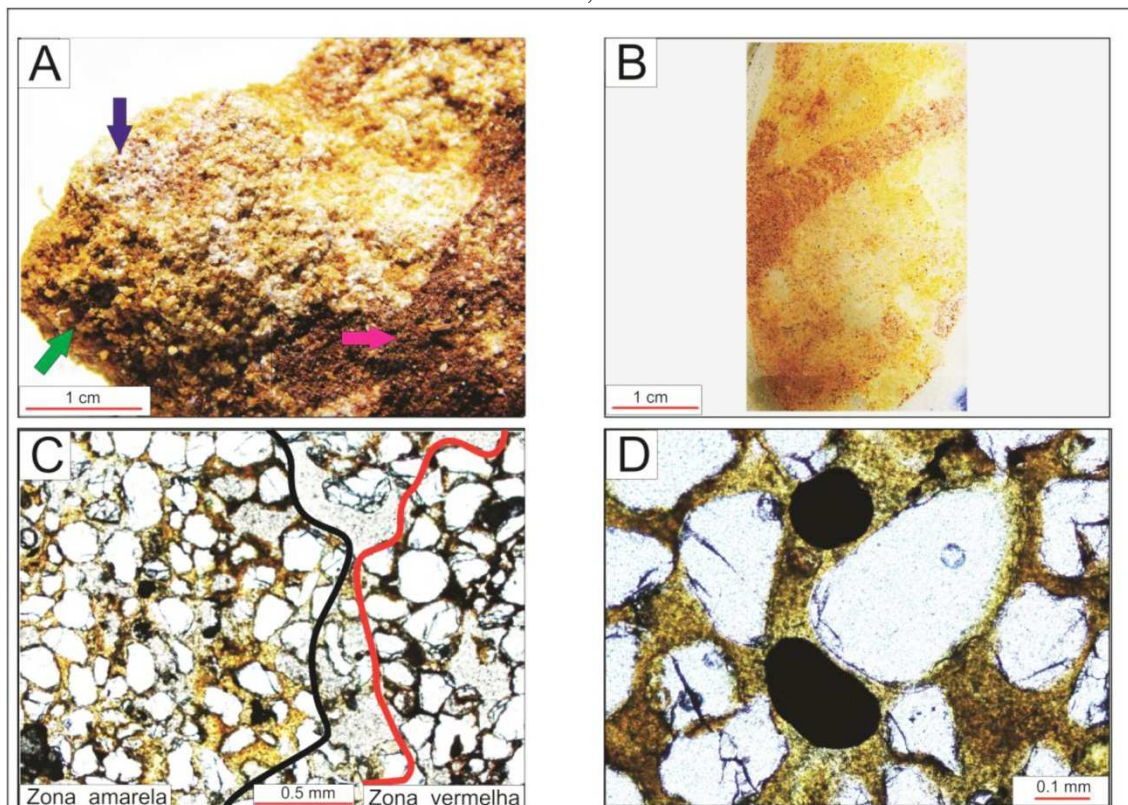
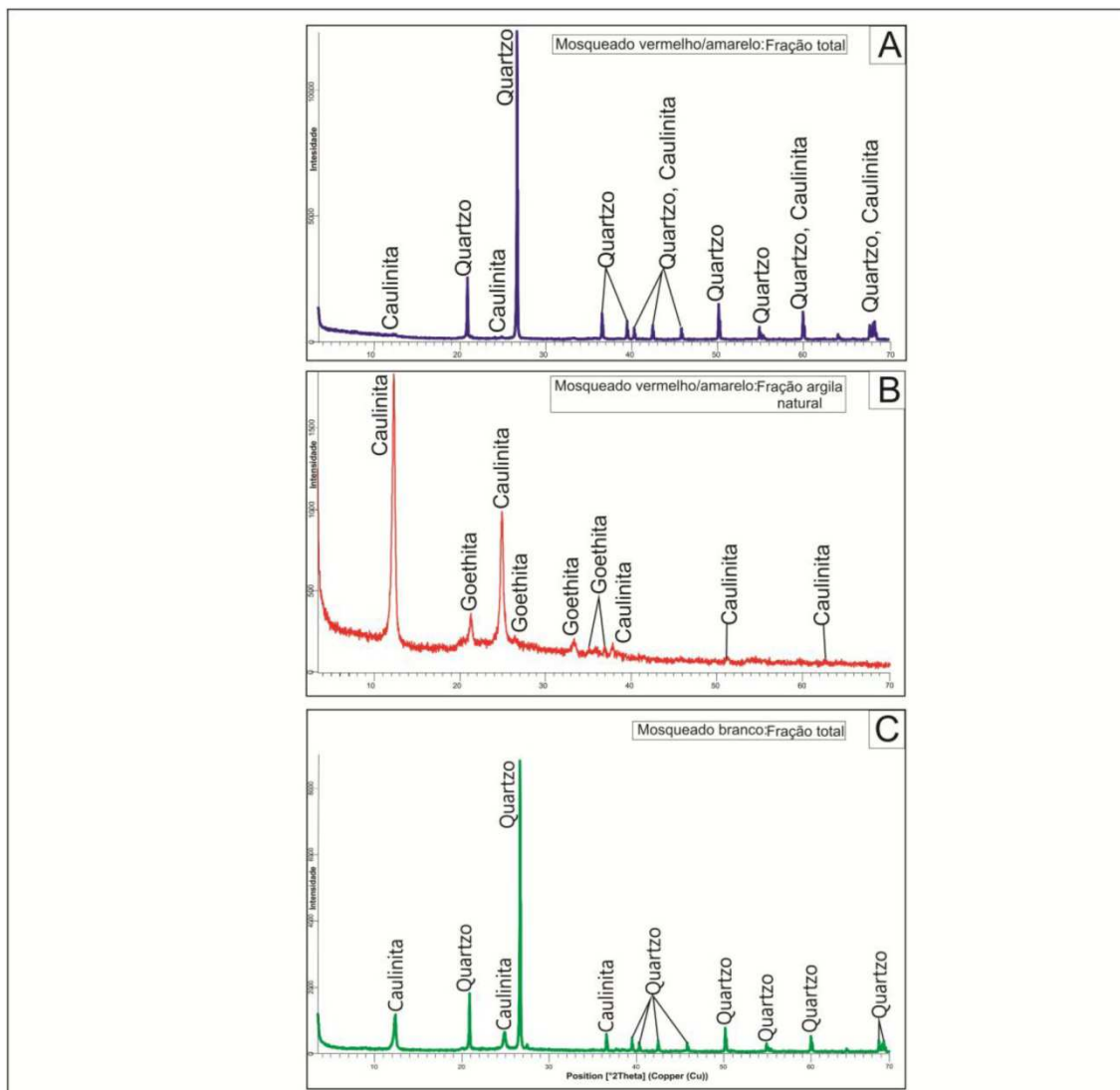


FIGURA 50 - (A) DRX DA FRAÇÃO TOTAL (AREIA, ARGILA E SILTE) DOS DOMÍNIOS MOSQUEADOS VERMELHO E AMARELO. (B) DRX DA FRAÇÃO ARGILA DO HORIZONTE MOSQUEADO VERMELHO E AMARELO. (C) DRX DA FRAÇÃO TOTAL DO MOSQUEADO BRANCO.



Horizonte de ferricrete (89-64 cm; 37-0 cm): os ferricretes estão dispostos em dois horizontes exibindo níveis maciço, placoide e amarelo. O nível maciço e placoide não apresentam diferenças micromorfológicas, assim foi realizada uma única descrição micromorfológica para ambos, enquanto o nível amarelo por apresentar características que diferem dos outros (ausência de cimentação, cor amarelo) foi feita descrição a parte.

Os níveis de ferricretes maciço e placoide caracterizam-se pela completa cimentação do fundo matricial de cor preta, (FIGURA 51– A e B).

O fundo matricial caracteriza-se pela presença de quartzo, com material fino ferruginoso de goethita, cimentando poros intergranulares formando a microestrutura maciça, com presença de fissuras. A distribuição relativa é porfírica.

O material grosso tem predomínio de quartzo (0.20-0.60 mm); é moderadamente selecionado, subanguloso, ligeiramente rugoso e distribuído aleatoriamente. O material fino varia de preto a marrom sob LP e isotrópico sob LPX. A porosidade dominante é a fissural.

As feições pedológicas são representadas por cristalina e criptocristalina.

A feição cristalina divide-se em dois tipos, revestimentos/preenchimentos e nódulos. Os revestimentos/preenchimentos são compostas por goethita, as quais se desenvolveram em fissuras (FIGURA 51 – C-E). Sob LP e LPX exibem cores vermelho, laranja a amarelo; apresentam orientação referida – paralela, textura botrioidal (laminado), e espessura de 0.6mm. O limite entre as paredes das fissuras e os revestimentos/preenchimento é nítido e abrupto.

As feições cristalinas tipo nódulos típicos compostos por goethita (FIGURA 51 – E), marrom sob LP e LPX, subarrendado, distribuição aleatória, textura maciça e o limite, com material fino e grosso, é abrupto (FIGURA 51 – F).

- Impregnação: composto por goethita criptocristalina que ocupa os poros e, por sua vez, cimenta o fundo matricial, dando origem ao ferricrete.
- Criptocristalina: é composta de nódulos de hematita, arredondados (0.06-0.20 mm) e opacos sob LP-LPX. O limite desses nódulos com material fino e grosso é abrupto (FIGURA 51 - G). Sua distribuição é aleatória.

A composição mineral do fundo matricial do ferricrete é composta por argilas 2:1 (ilita?), caulinita, goethita e quartzo (FIGURA 52 - A). Os revestimentos em fissuras de goethita são bem cristalizados e apresentam-se puros (monominerálico), sem outras fases minerais presentes (FIGURA 52 – B).

FIGURA 51 - DIFERENTES PEDOFEIÇÕES CRISTALINAS FERRUGINOSAS PRESENTES NO FERRICRETE. A) FOTOGRAFIA DE LÂMINA DE FERRICRETE COM FISSURAS REVESTIDAS POR FERRO. B) FUNDO MATRICIAL FISSURADO (LP). C E D) REVESTIMENTO DE GOETHITA EM FISSURAS, TEXTURA BOTRIODAL (LP). E) REVESTIMENTO DE GOETHITA EM FISSURAS (LR). F) NÓDULO DE GOETHITA, TEXTURA MACIÇA (LP). G) NÓDULO DE HEMATITA (SETA VERDE) (LR). LEGENDA: LP = LUZ POLARIZADA, LR = LUZ REFLETIDA.

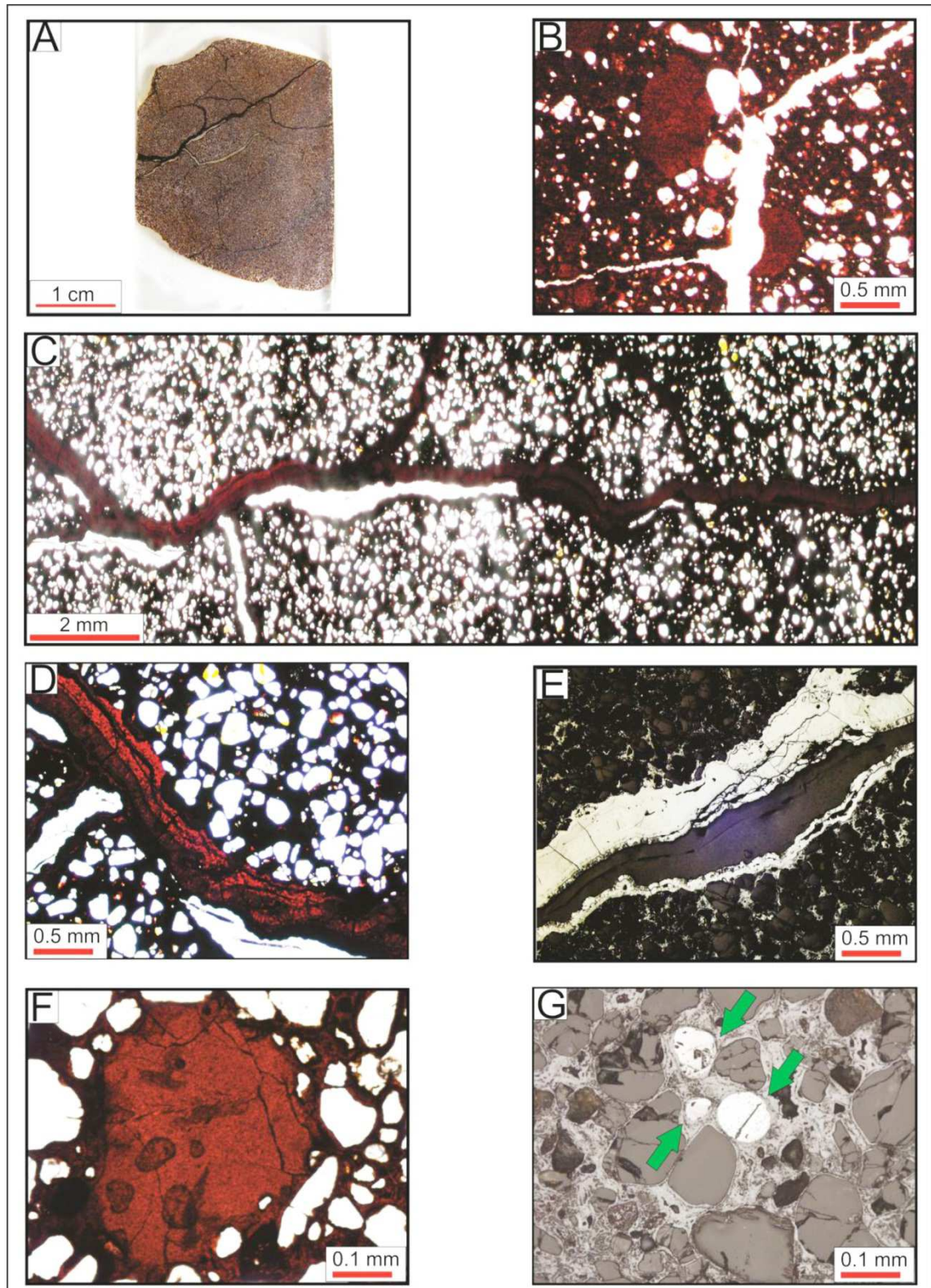
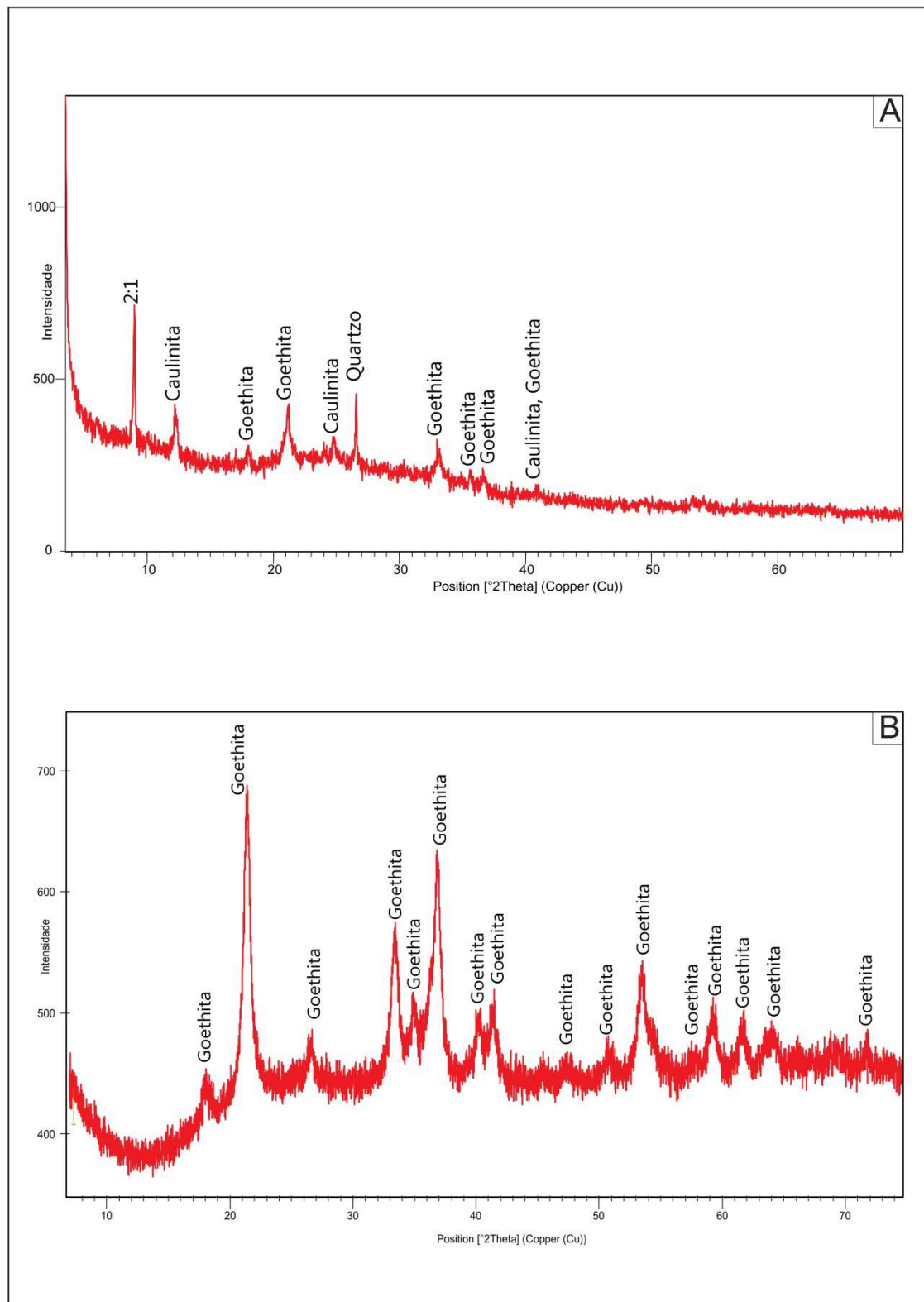


FIGURA 52 - (A) DRX DO FUNDO MATRICIAL, INDICANDO A PRESENÇA DE VÁRIOS MINERAIS COMO: ARGILA 2:1, CAULINITA, QUARTZO E GOETHITA. (B) DRX DOS REVESTIMENTOS BEM CRISTALIZADOS EM FISSURAS, INDICANDO A PUREZA DESSAS FASES MINERAIS.



Nível amarelo (30-22 cm): esse faz parte do horizonte de ferricrete e localiza-se entre o nível maciço e o placoide; caracteriza-se por concentrar material fino amarelo e formar nódulo de goethita (FIGURA 53 – A e B).

O fundo matricial caracteriza-se pelo predomínio de material grosso, revestido por película de material fino amarelo, conferindo uma distribuição relativa gefúrico-quitônica. A microestrutura é de grãos com pontes e películas.

O material grosso tem predomínio de quartzo (0.20-0.60mm); é moderadamente selecionado, subanguloso, ligeiramente rugoso e distribuído aleatoriamente. O material fino é amarelo sob LP e amarelo escuro sob LPX. A porosidade é intergranular.

As feições pedológicas são representadas por criptocristalina e cristalina.

Feição criptocristalina são compostas por nódulos de hematita arredondados (0.06-0.20 mm), opacos sob LP-LPX. O limite do nódulo com material fino e grosso é abrupto e apresenta distribuição aleatória.

Feições cristalinas são compostos por nódulos típicos de goethita (0.4 mm) (FIGURA 53 – B). São marrons sob LP e LPX, subarredondado, distribuição aleatória, textura maciça e o limite com material grosso e fino é abrupto.

A composição mineral do horizonte amarelo é composta por quartzo, caulinita e goethita (FIGURA 54– A e B).

FIGURA 53 - (A) FOTOMICROGRAFIA ILUSTRANDO A DISTRIBUIÇÃO RELATIVA QUITO-GEFÚRICA E PRESENÇA DE NÓDULOS DE GOETHITA EM LP. (B) FOTOMICROGRAFIA DE NÓDULO DE GOETHITA FORMADO NOS POROS INTERGRANULARES EM LP. LEGENDA: LP = LUZ POLARIZADA.

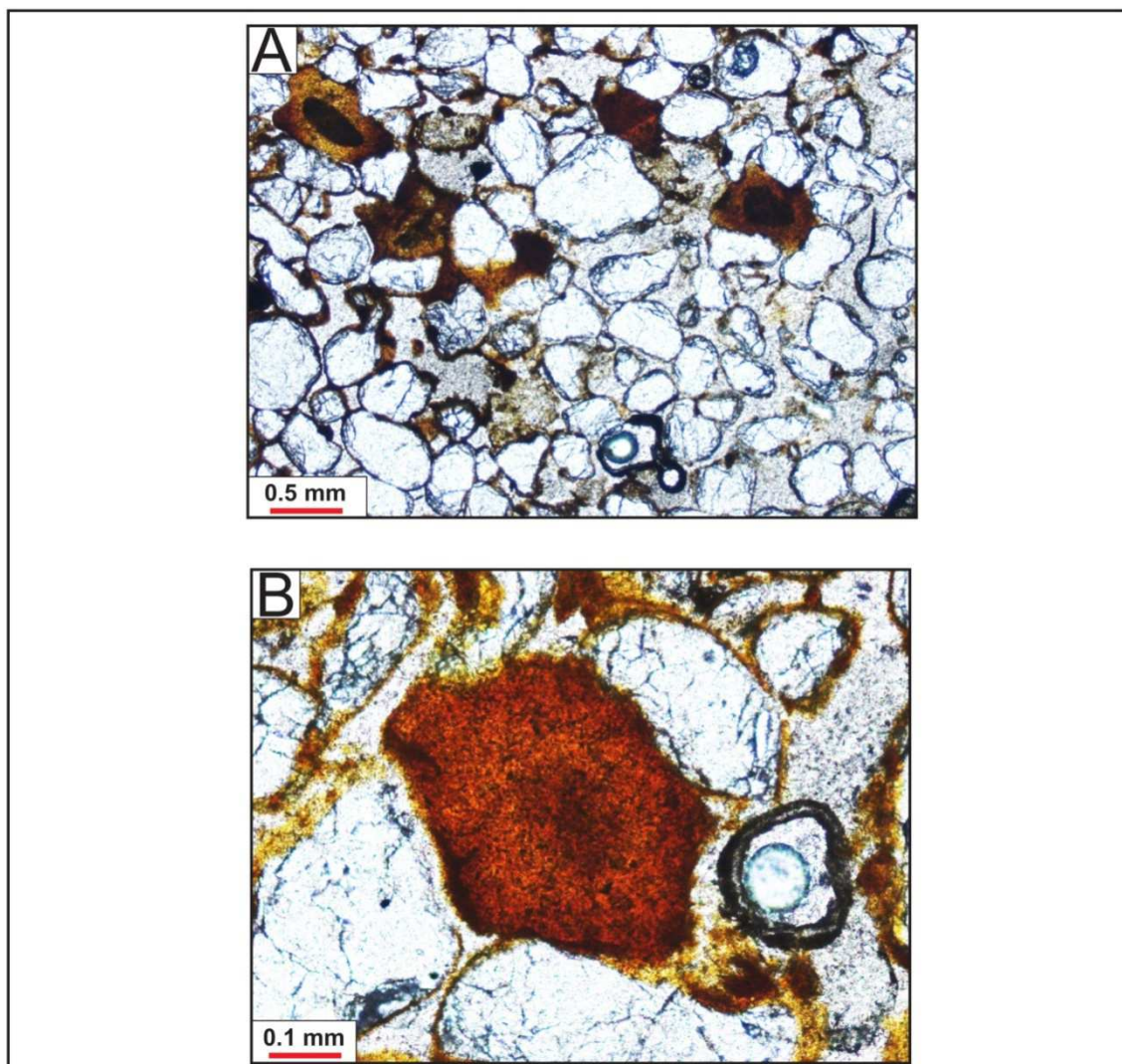
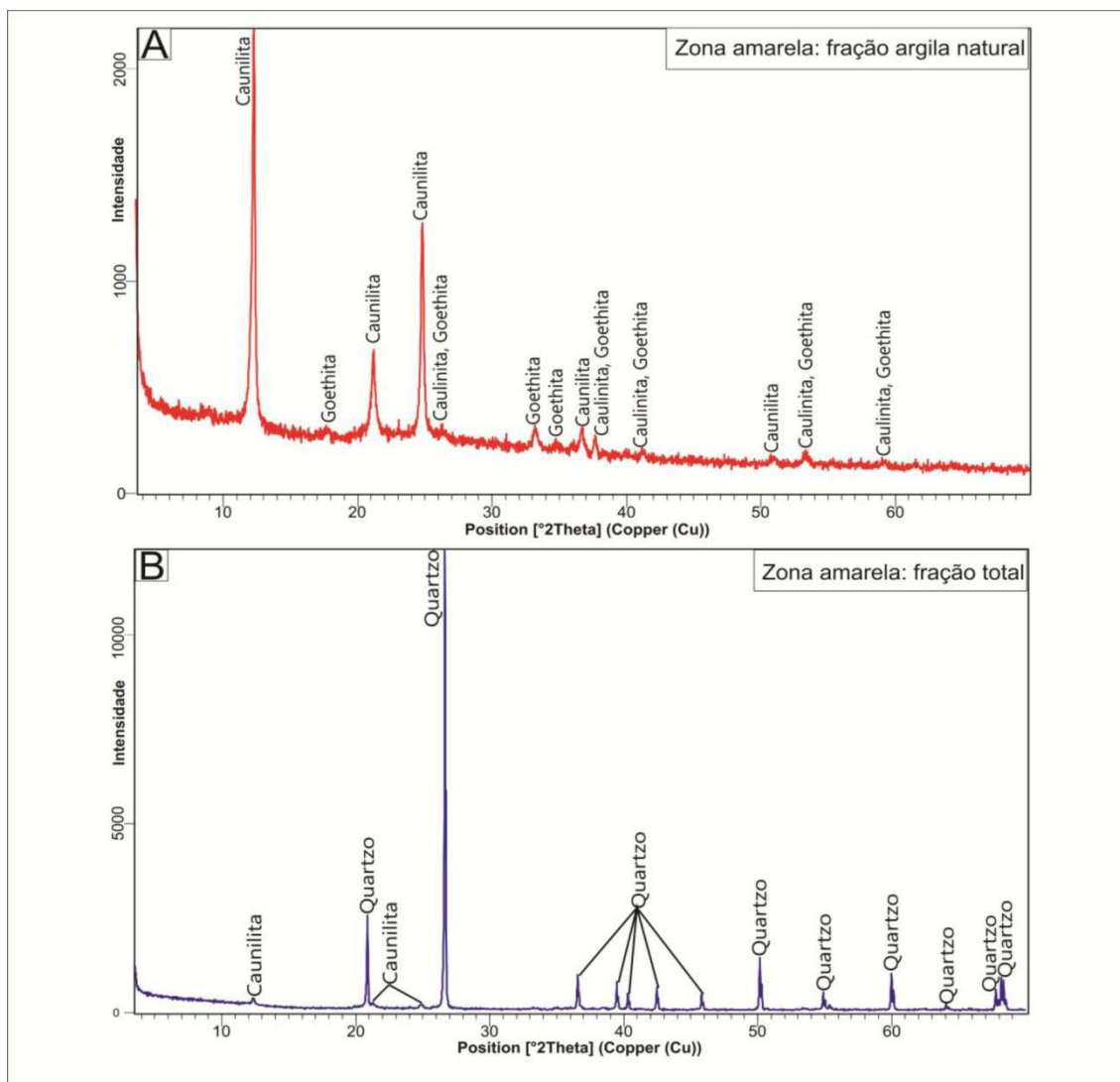
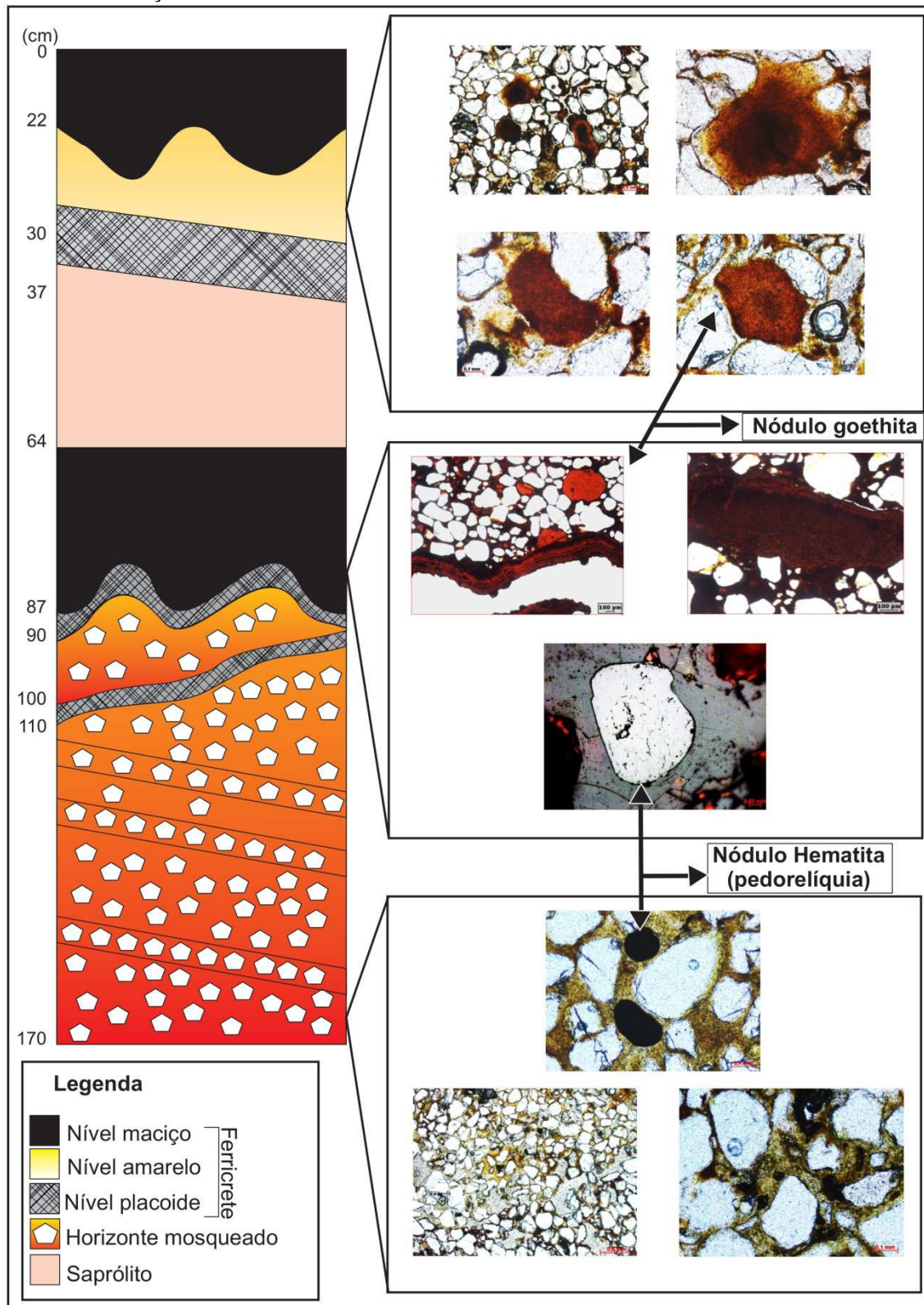


FIGURA 54 – (A) DRX DA FRAÇÃO ARGILA DO NÍVEL AMARELO. (B) DRX DA FRAÇÃO TOTAL (AREIA, SILTE E ARGILA) DO NÍVEL AMARELO.



A partir das análises micromorfológicas e mineralógica realizadas, da base (horizonte mosqueado) ao topo do perfil (ferricrete), foi possível observar que ambas as propriedades se modificam (FIGURA 55). O fundo matricial inicial de quartzo envolto por material fino apresenta transição gradual para ferricrete, em que os poros passam a ser ocupados e cimentados por material fino ferruginoso, gerando uma diversidade de feições pedológicas cristalinas de ferro (nódulos, revestimentos/preenchimentos, impregnações). A síntese das descrições estão organizadas no quadro 10.

FIGURA 55 - PERFIL 14 COM DESTAQUE DE FOTOMICROGRAFIAS REPRESENTATIVA DAS FEIÇÕES MICROSCÓPICA DOS HORIZONTES DO PERFIL DE FERRICRETE.



QUADRO 10 – PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS MICROMORFOLÓGICAS DO PERFIL P14.

Profundidade (cm)	Horizontes		Granulometria (%)	Fundo matricial	Microestrutura	Fábrica birrefringente	Distribuição Relativa c/f	Pedofeições	Mineralogia (DRX)
0-37 e 64-90	Ferricrete	Níveis maciço/placóide	Não realizado	Material fino: vermelho (matriz) e cizento-avermelhado-escuro (ferricrete) Material grosso: anhedral; moderadamente selecionada, subarredondado – esférico a subesférico; 90 µm à 560 µm; composto por quartzo e minerais opacos Porosidade: Fissural	Maciço	Ausente	Porfírica	Criptocristalina: nódulos típico de hematita. Rara. Cristalina: nódulo de goethita (400 µm) e revestimentos de goethita com textura botrioidal e maciça (600 µm), Numerosa.	Goethita, Caulinita, Quartzo, Argila 2:1
22-30		Nível amarelo	Areia grossa: 76,3 Areia fina: 9,9 Silte: 2,5 Argila: 11,3	Material fino: apresenta-se por mosqueado amarelo, vermelho, branco. Material grosso: anhedral; moderadamente selecionada, subarredondado – esférico a subesférico; 120 µm à 530 µm; composto por quartzo e minerais opacos Porosidade: intergranlar	Granular	Ausente	Quitônica/Gefúrica	Criptocristalina: nódulos típico de hematita. Rara. Cristalina: nódulo de goethita (300 µm), Numeroso.	Goethita, Caulinita, Quartzo
87-170		Mosqueado	Areia grossa: 64 Areia fina: 23,5 Silte: 1,3 Argila: 11,3	Material fino: apresenta-se por mosqueado amarelo, vermelho, branco. Material grosso: anhedral; moderadamente selecionada, subarredondado – esférico a subesférico; 90 µm à 430 µm; composto por quartzo e minerais opacos Porosidade: intergranlar, cavidade, canais	Maciça	Ausente	Porfírica	Criptocristalina: nódulos típico de hematita. Rara.	Goethita, Caulinita, Quartzo

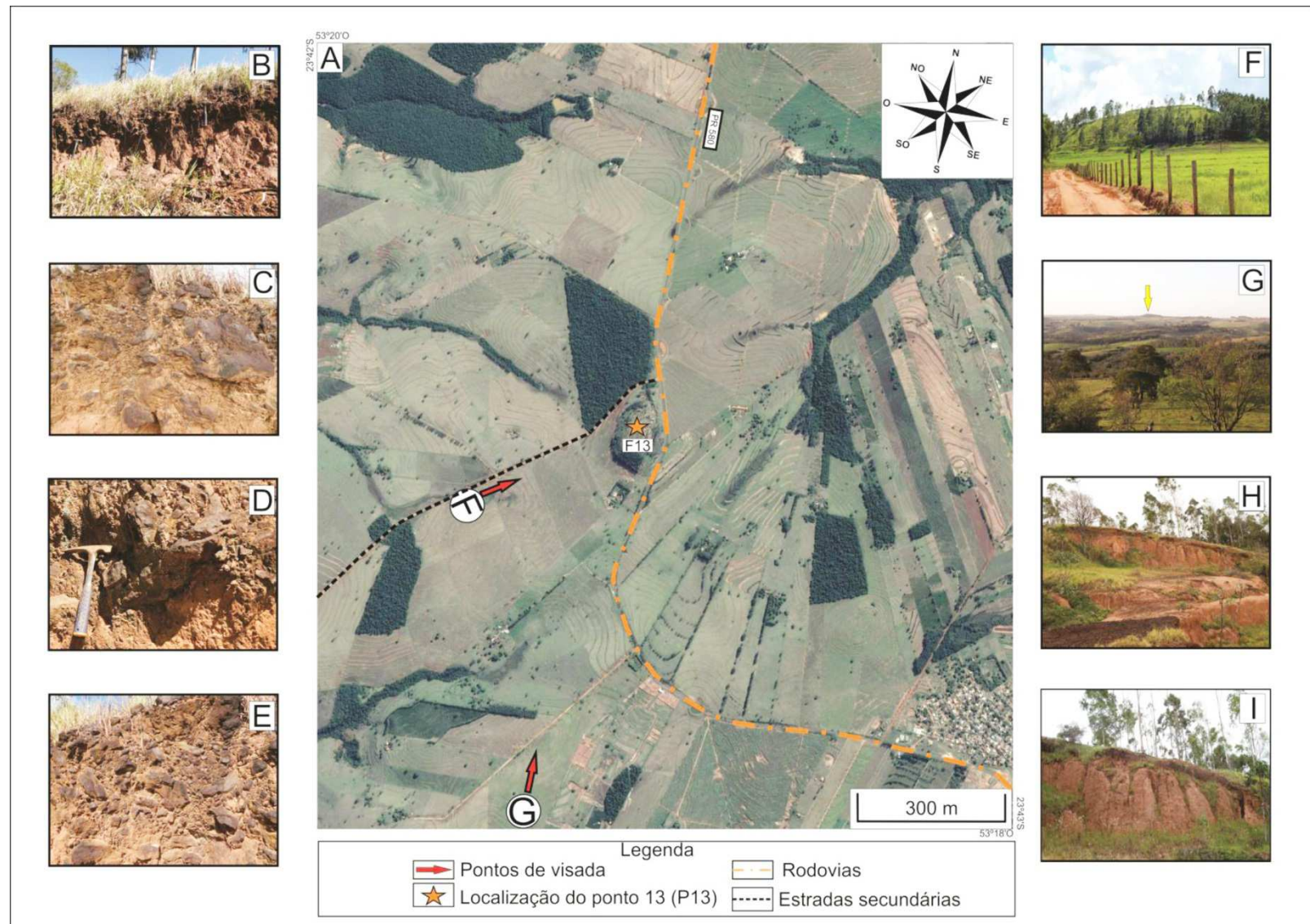
5.2.3 Descrição macromorfológica perfil P13

A feição de relevo denominada de ponto 13 (P13) foi classificada como morrote, situa-se em relevo com baixa dissecação e com baixa amplitude altimétrica (QUADRO 11). O que mantém o morrote em destaque na paisagem são os ferricretes (FIGURA 56 – A-D) que protegem essa feição dos processos denudacionais.

QUADRO 11 – DADOS MORFOLÓGICOS DA FEIÇÃO F13.

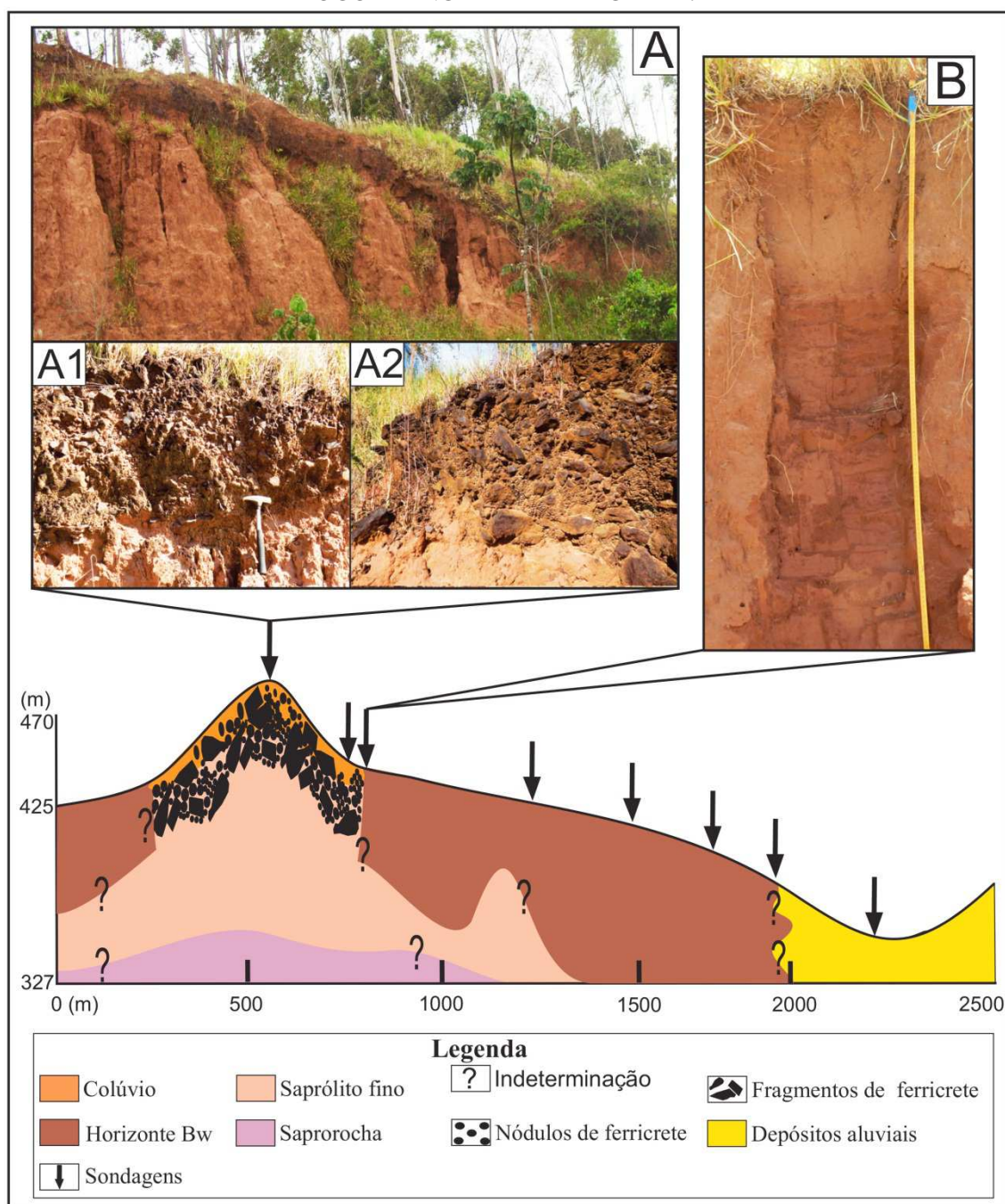
FICHA DE DESCRIÇÃO DOS PONTOS VISITADOS				
1- Identificação e localização do ponto				
Código F13	Município Umuarama	Acesso PR-580 (Rodovia Umuarama sentido Serra dos Dourados)	Coordenadas F13 Y: 23°42'57.22" S X: 53°20'15.68" W Z: 445 m	
Data da visita 07/08/2015	Folha topográfica SF22-Y-C-V-1/MI-2780/1 Xambrê			
2- Dados regionais				
Geologia Formação Rio Paraná	Bacia hidrográfica Ribeirão Verde/Piava	Superfície interplanáltica SPII	Solos Latossolo	Face dos pontos de coleta Nordeste
3- Características da feição morfológica analisada				
Feição geomorfológica Tipo: morrote Forma do topo: convexo Distribuição espacial: isolado	Altitude (m)		Declividade (%)	Vertente Tipo: convexa
	Máxima: 489		Máxima: 30	
	Mínima: 450		Mínima: 10,06	
	Amplitude: 39		Dissecação (ICR)	
			Média	
4- Características do material coletado				
Tipo de material: ferricrete	Tamanho: variando de seixos a blocos		Cimento: goethita (cor do traço laranja a amarelo)	

FIGURA 56 - PERSPECTIVA DO MORROTE F13. (A) IMAGEM DE SATÉLITE QUICKBIRD (05/02/2015), PROVENIENTE DO *SOFTWARE* GOOGLE EARTH, ILUSTRANDO O RELEVO LOCAL. B-E) FRAGMENTOS DE FERRICRETE IMBRICADOS NA FORMA DE LINHA DE PEDRA QUE CAPEIAM TODO O MORROTE. (F-G) VISÃO DO MORROTE. H-I) PERFIS COM EXPOSIÇÃO DE FRAGMENTOS DE FERRICRETE NA FORMA DE LINHA DE PEDRA QUE CAPEIAM TODA A FEIÇÃO.



Os ferricretes estão presentes na forma de linha de pedra composta por fragmentos angulosos e subangulosos (FIGURA 56 – D e E). Na feição F13, há exposição completa do perfil (horizonte saprolítico, linha de pedra e colúvio), presente em corte de barranco de estrada. Análises por sondagem a trado também permitiram verificar que a presença da linha de pedra está restrita ao topo do morrote (FIGURA 57), sem presença de fragmentos ferruginosos ao longo das vertentes e em depósitos.

FIGURA 57 - ILUSTRAÇÃO DO MORROTE F13 E FOTOS DE CORTES EM ENCOSTA, COM OCORRÊNCIA DE FRAGMENTOS DE FERRICRETE. (A) CORTE EM ENCOSTA DO MORROTE, EXPONDO A LINHA DE PEDRA. (A1 E A2) DETALHE DOS FRAGMENTOS ANGULOSOS DE FERRICRETE. (B) PERFIL DE LATOSSOLO, SEM OCORRÊNCIA DE FERRICRETE.



A constatação da ocorrência da linha de pedra sobre o morrote, permitiu a escolha em um perfil denominado de P13 (FIGURA 58), para descrição de horizontes e coleta de materiais para análises laboratoriais (química, mineralógica e micromorfológica).

O perfil P13 apresenta 1000 cm de espessura, é composto por dois colúvios (A e B) e dois horizontes subjacentes ao colúvio (horizonte saprolítico). A seguir, serão apresentadas as descrições morfológicas dos colúvios e dos horizontes (FIGURA 58).

Colúvio A: situa-se de 0-13 cm e caracteriza-se pela presença comum de fragmentos de ferricrete milimétricos retrabalhado. Apresenta estrutura granular. Cor 10YR 3/1 para os fragmentos de ferricrete e 2,5YR 4/8 para a matriz do solo. Textura areia franca pouco cascalhenta. Porosidade intergranular pequena. Transição abrupta.

Colúvio B ou linha de pedra: situa-se de 14-83 cm, e é caracterizado pela presença de fragmentos de ferricrete (predominante) tamanho matacão a cascalho imbricados, sem agentes cimentantes entre os fragmentos. Os espaços entre os blocos de ferricretes são preenchidos por material arenoso com finas películas de argila. Cor 10YR 3/1 para fragmentos de ferricrete e 2,5YR 4/8 para matriz. Textura areia franca muito cascalhenta. É extremamente firme, não plástico e não pegajoso. Transição abrupta.

Horizonte saprolítico fino: presente na profundidade de 84-225 cm, apresenta estrutura maciça com alguns fragmentos de rocha em avançado estágio de alteração. Cor 10R 6/4 para fragmentos de rocha e 2,5YR 4/4 para o material alterado. Textura areia franca. Porosidade intergranular. É firme, não plástico e não pegajoso. Transição gradual.

Horizonte saprolítico grosso: presente na profundidade de 226-1000 cm, apresenta estrutura maciça com abundante fragmento de rocha e presença de canais de raízes. Cor 10R 6/3 para fragmentos de rocha e 2,5YR 4/4 para material alterado. Textura arenosa. Porosidade intergranular. É firme, não plástico e não pegajoso.

A partir da descrição morfológica do perfil P13, nota-se que, entre colúvios e horizontes subjacentes, existem discordâncias erosivas, aparentando que o material foi mobilizado e transportado (FIGURA 58).

O deslocamento do material gerou a orientação desordenada dos colúvios de fragmentos de ferricrete (FIGURA 59), indicando a possibilidade dos materiais acima do horizonte saprolítico serem de origem alóctone.

No intuito de elucidar a hipótese levantada sobre a origem dos colúvios identificados no perfil P13, optou-se por empregar técnicas de análise química (FRX), descrição microscópica (micromorfológica), mineralógica (DRX) e geocronológica (LOE).

FIGURA 58 - ILUSTRAÇÃO REPRESENTATIVA DO PERFIL P13 E DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA DE HORIZONTES E COLÚVIOS.

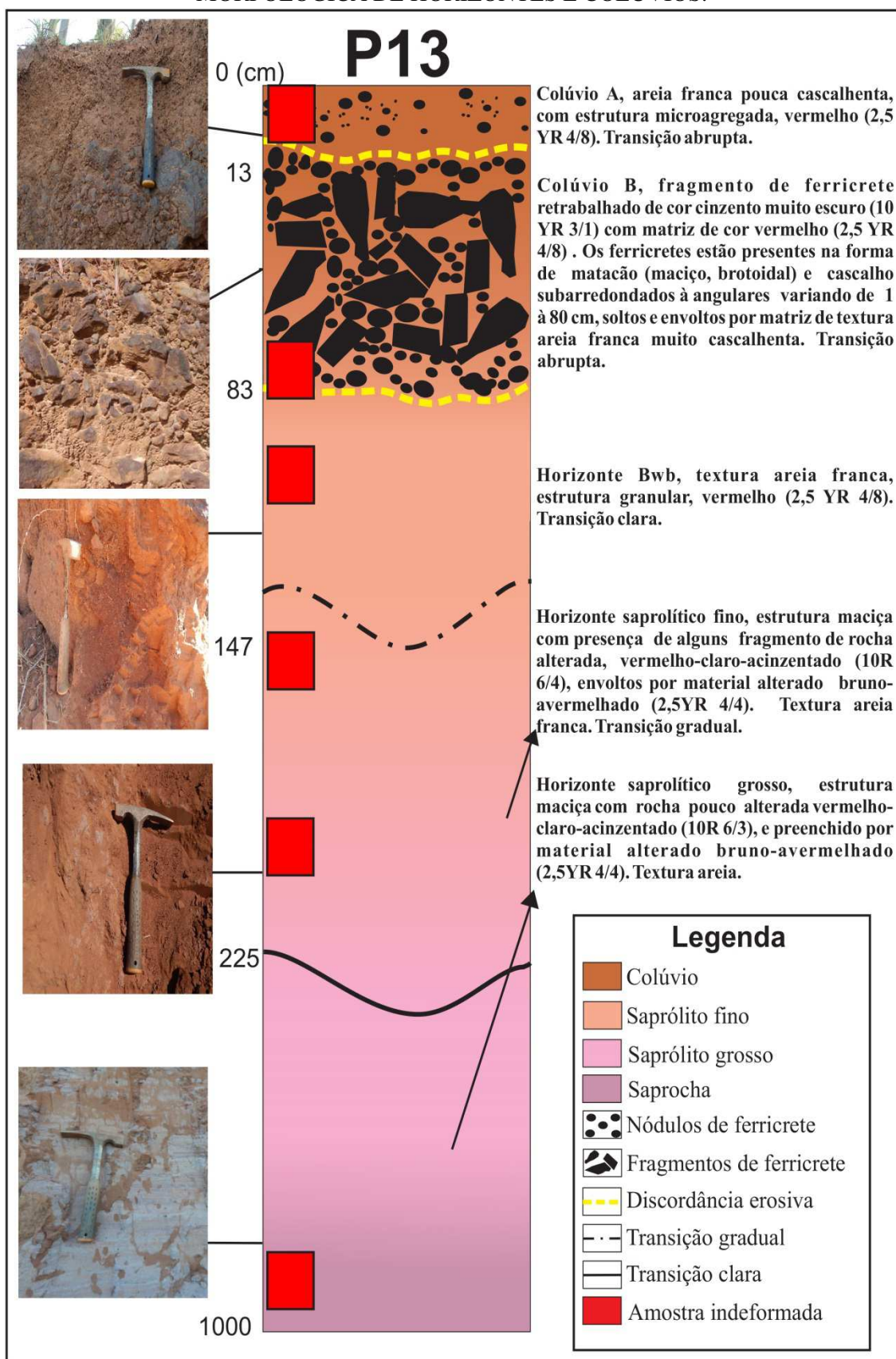
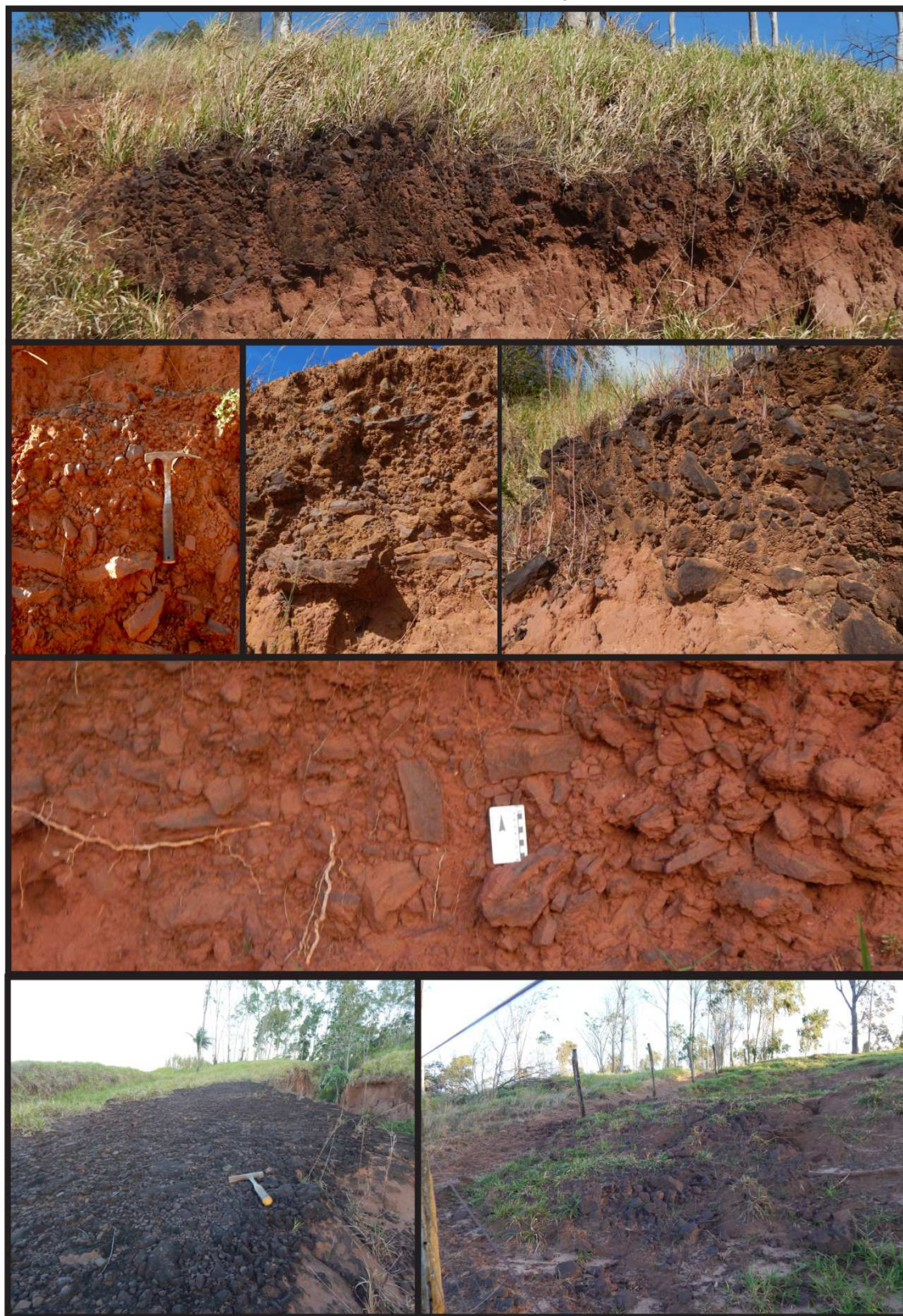


FIGURA 59 – FRAGMENTOS DE FRAGMENTOS DE FERRICRETE QUE COMPÕEM A LINHA DE PEDRA PRESENTE NA FEIÇÃO DE RELEVO.



5.2.4 Análise química, descrição micromorfológica, mineralógica e geocronológica (LOE) do perfil P13

A análise dos elementos químicos por FRX indicou a presença de altos teores de ferro na linha de pedra composta por fragmentos de ferricrete, que alcançam até 42,5% (Fe_2O_3), enquanto, para outros horizontes ou colúvio, esse valor não ultrapassa 7%, indicando enriquecimento desse elemento no colúvio composto, essencialmente, por ferricrete (Quadro 12).

Em relação aos outros elementos (alumínio, titânio, fósforo entre outros), não houve aumento significativo, predominando ferro colúvio de predomínio de ferricrete e silício nos demais horizontes.

QUADRO 12 – RESULTADOS QUÍMICOS POR FRX DOS HORIZONTES DO P13.

Amostra	Profundidade (cm)	Perda ao fogo (%)	Composição química (óxidos %)												
			SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	TiO ₂	SO ₃	K ₂ O	MnO	MgO	ZrO ₂	V ₂ O ₅	As ₂ O ₃	CaO
Colúvio A	0-10	2,73	83,3	7	5,6	0,1	0,9	0,1	<0,1	0,1	0,1	<0,1			
Colúvio B (ferricrete)	40-50	6,34	46,3	42,5	3,8	0,3	0,2	0,1		0,3		<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Horizonte Saprolítico fino	180-190	1,95	85,2	3,9	7,7		0,9	<0,1	<0,1	0,1	0,1	<0,1			<0,1
Horizonte Saprolítico Grosso	1000	1,3	89,5	2,2	6,3	<0,1	0,5	<0,1	0,1	0,1	0,1	<0,1			

Para análise micromorfológica do perfil P13 optou-se por apresentar as descrições sobre os processos no sentido de baixo para cima, ou seja, da base ao topo do perfil. A partir dessa exposição dos dados em escala detalhe dos materiais, será possível retratar a provável sequência cronológica de evolução do perfil.

Horizonte saprólito grosso (1000-148 cm; base do perfil): o fundo matricial desse horizonte caracteriza-se pelo predomínio de zonas com películas de material fino ao redor do material grosso, e/ou formando pontes entre eles, gerando a distribuição relativa quitônico-gefúrica (FIGURA 60 – A1).

O material grosso é predominado por quartzo (0.20-0.60 mm), moderadamente selecionado, subanguloso, ligeiramente rugoso. A distribuição dos grãos de quartzo obedece à seleção de grãos maiores e menores em estratos (FIGURA 60 – A1) que, por sua vez, refletem a preservação da estrutura da rocha (estratificação), conferindo orientação de base forte (>60% dos indivíduos são orientados).

O material fino é vermelho sob luz polarizada plana (LP) e isotrópico sob luz polarizada cruzada (LPX). A porosidade dominante é intergranular.

Feições pedológicas são representadas por:

- Criptocristalina, composta por nódulos típicos de hematita arredondados, classificados como pedofeição ferruginosa de primeira geração “ordem cronológica de formação” (FIGURA 60 –D2). São opacos em LP-LPX, com tamanho de areia fina (0.06-0.20 mm), o limite com material fino e grosso é abrupto e sua distribuição é aleatória.

A mineralogia desse horizonte é composta por hematita e quartzo (FIGURA 61 - A).

Horizonte saprólito fino (147-83 cm): o fundo matricial desse horizonte caracteriza-se pelo predomínio de zonas com películas de material fino ao redor do material grosso, e/ou formando pontes entre o material grosso, gerando a distribuição relativa quitônico-gefúrica (FIGURA 60 – B1 e B2).

O material grosso é predominado por quartzo (0.20-0.60 mm); é moderadamente selecionado, subanguloso, ligeiramente rugoso e distribuído aleatoriamente. O material fino é vermelho sob LP e isotrópico sob LPX, e a porosidade dominante é intergranular.

As feições pedológicas são representadas por:

- Criptocristalina, composta por nódulos típicos (0.06-0.20 mm) de hematita, arredondados (FIGURA 60– B2), e opacos em LP-LPX. O limite dos nódulos com material fino e grosso é abrupto. Sua distribuição é aleatória.

A mineralogia desse horizonte é composta por quartzo, caulinita e hematita (FIGURA 61 - B).

Colúvio B (82-13 cm): na linha de pedra, o fundo matricial caracteriza-se pelo predomínio de zonas densas e compacto de material fino, englobando o material grosso, conferindo a distribuição relativa porfírica (FIGURA 60 – C). A microestrutura varia de maciça a blocos subangulosos.

O material grosso é predominado por quartzo (0.20-0.60 mm), é moderadamente selecionado, subanguloso, ligeiramente rugoso e distribuído aleatoriamente. Também há fragmentos de ferricrete (FIGURA 60 – C e C1) de 3 mm a 1cm.

O material fino é vermelho sob LP e isotrópico sob LPX, e as porosidades dominantes são fissural, cavidade e canais.

A fábrica birrefringente é poroestriada e granoestriada (FIGURA 60 – C2). Essas podem ser resposta do material relacionado ao processo de coluvionamento, que as compactou e modificou a organização entre materiais finos e grossos, quando comparado às propriedades micromorfológicas dos horizontes subjacente.

As feições pedológicas são representadas por:

- Criptocristalina, composta por nódulos típicos de hematita arredondados (0.06-0.20mm), opacos em LP-LPX. O limite com material fino e grosso é abrupto. Sua distribuição é aleatória.
- Pedorrelíquias, fragmentos de ferricrete, provenientes do desmantelamento do perfil.

A composição mineral do colúvio B é composta por quartzo, caulinita, hematita e goethita (FIGURA 61 – C e D).

Colúvio A (13-0 cm): o fundo matricial caracteriza-se pelo predomínio de zonas com películas de material fino ao redor do material grosso, e/ou formando pontes entre o material grosso, gerando a distribuição relativa quitônico-gefúrica (FIGURA 60– D2).

O material grosso é predominado por quartzo (0.20-0.60 mm); é moderadamente selecionado, subanguloso, ligeiramente rugoso e distribuído aleatoriamente. Também há fragmentos de ferricrete de até 0.6 mm (FIGURA 60 – D e D1). O material fino é vermelho sob LP e isotrópico sob LPX; e a porosidade dominante é intergranular.

As feições pedológicas são representadas por:

- Criptocristalina, composta por nódulos típicos de hematita arredondados (0.06-0.20 mm), opacos em LP-LPX. O limite dos nódulos com o material fino e grosso é abrupto. Sua distribuição é aleatória.
- Pedorrelíquias, fragmentos de ferricrete milimétricos, provenientes do desmantelamento do perfil de ferricrete.

A composição mineral do colúvio A é composta por quartzo, caulinita, goethita e hematita (FIGURA 61 – C e D).

FIGURA 60 - FOTOGRAFIAS DE LÂMINAS E FOTOMICROGRAFIA DE AMOSTRAS DOS HORIZONTES E COLÚVIO DO P13. A) LÂMINA DO SAPRÓLITO GROSSO (360 CM) COM PEQUENOS NÓDULOS FERRUGINOSOS GERADOS *IN SITU* (SETA VERDE).

A1) FOTOMICROGRAFIA DE SELEÇÃO DE GRÃOS EM ESTRATOS (ESTRATIFICAÇÃO) (LP). A2) NÓDULOS TÍPICOS DE HEMATITA EM LP (SETA VERDE). B) LÂMINA DO HORIZONTE SAPRÓLITO (23 CM), MOSTRANDO HOMOGENEIDADE. B1) FOTOMICROGRAFIA DA DISTRIBUIÇÃO RELATIVA QUITOGEFÚRICA (LP). B2) FOTOMICROGRAFIA DE NÓDULO DE HEMATITA (LP). C) LÂMINA DA LINHA DE PEDRA (80CM), COM FRAGMENTOS DE FERRICRETE (SETA VERDE). C1) DETALHE DO FRAGMENTO DE FERRICRETE. (C2) FÁBRICA BIRREFRINGENTE POROESTRIADA E GRANOESTRIADA (LPX). (C3) IDEM A C1 EM LP. D) LÂMINA DO COLÚVIO (40 CM). (D1) FRAGMENTO DE FERRICRETE. (D2) DISTRIBUIÇÃO RELATIVA QUITÔNICO-GEFÚRICO (LP). LEGENDA: LP = LUZ POLARIZADA PLANA, LPX = LUZ POLARIZADA CRUZADA.

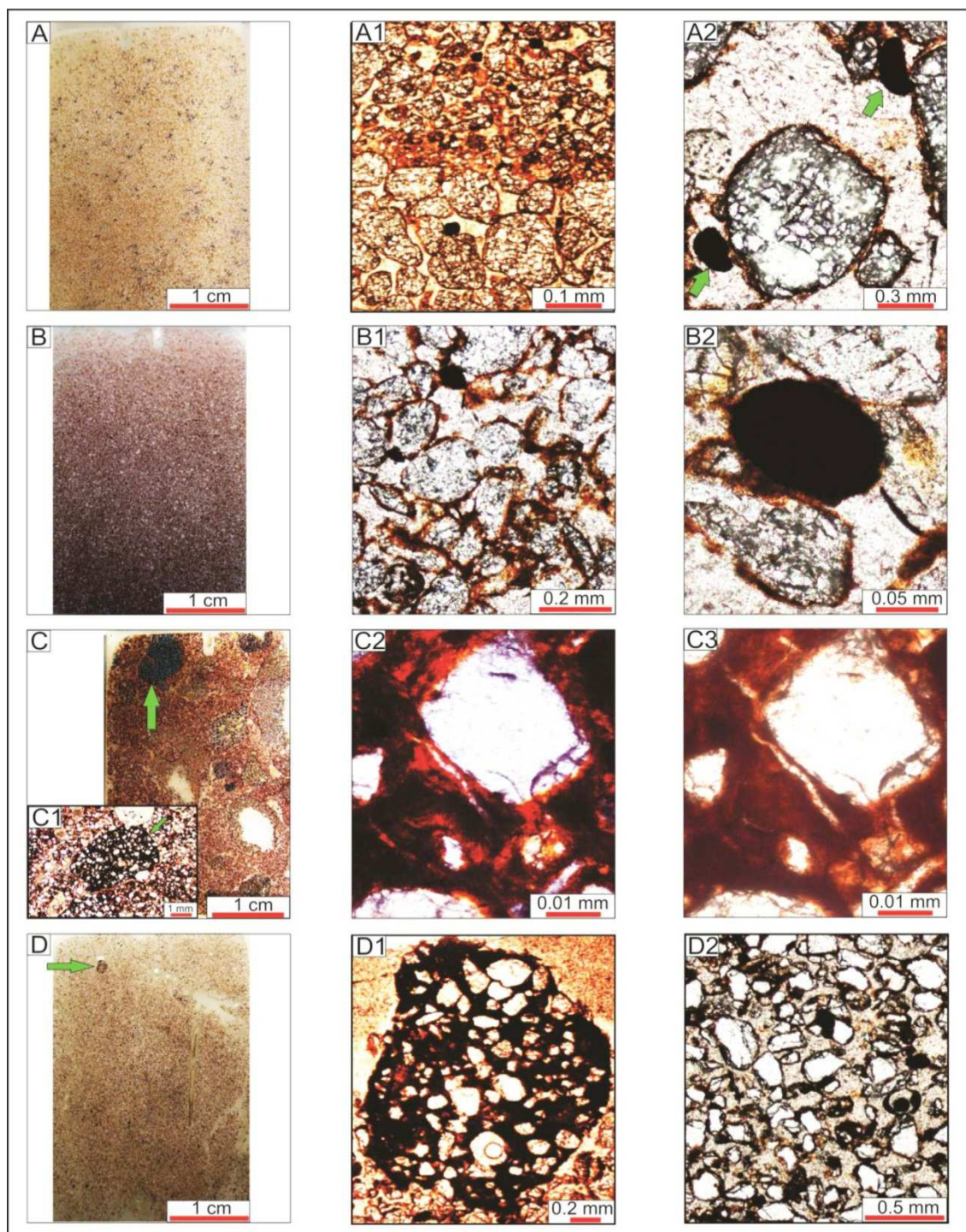
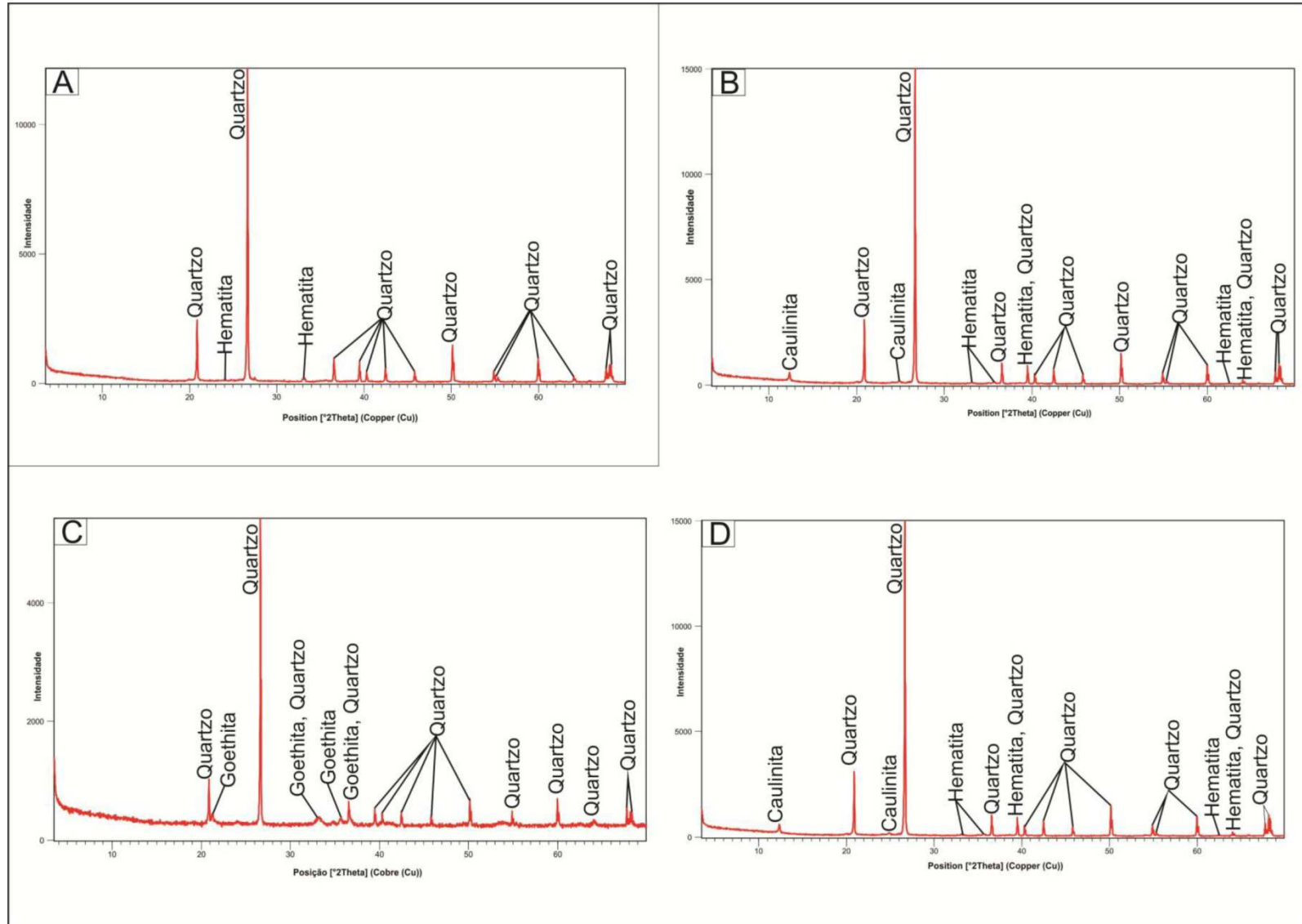


FIGURA 61 - ANÁLISE MINERALÓGICA POR DRX DOS MATERIAIS DO PERFIL P13. A-B) DRX DO SAPRÓLITO. C) DRX DO FERRICRETE DO COLÚVIO A E B. D) DRX DA MATRIZ ENTRE OS MATAÇÕES DE FERRICRETE DO COLÚVIO A E B.

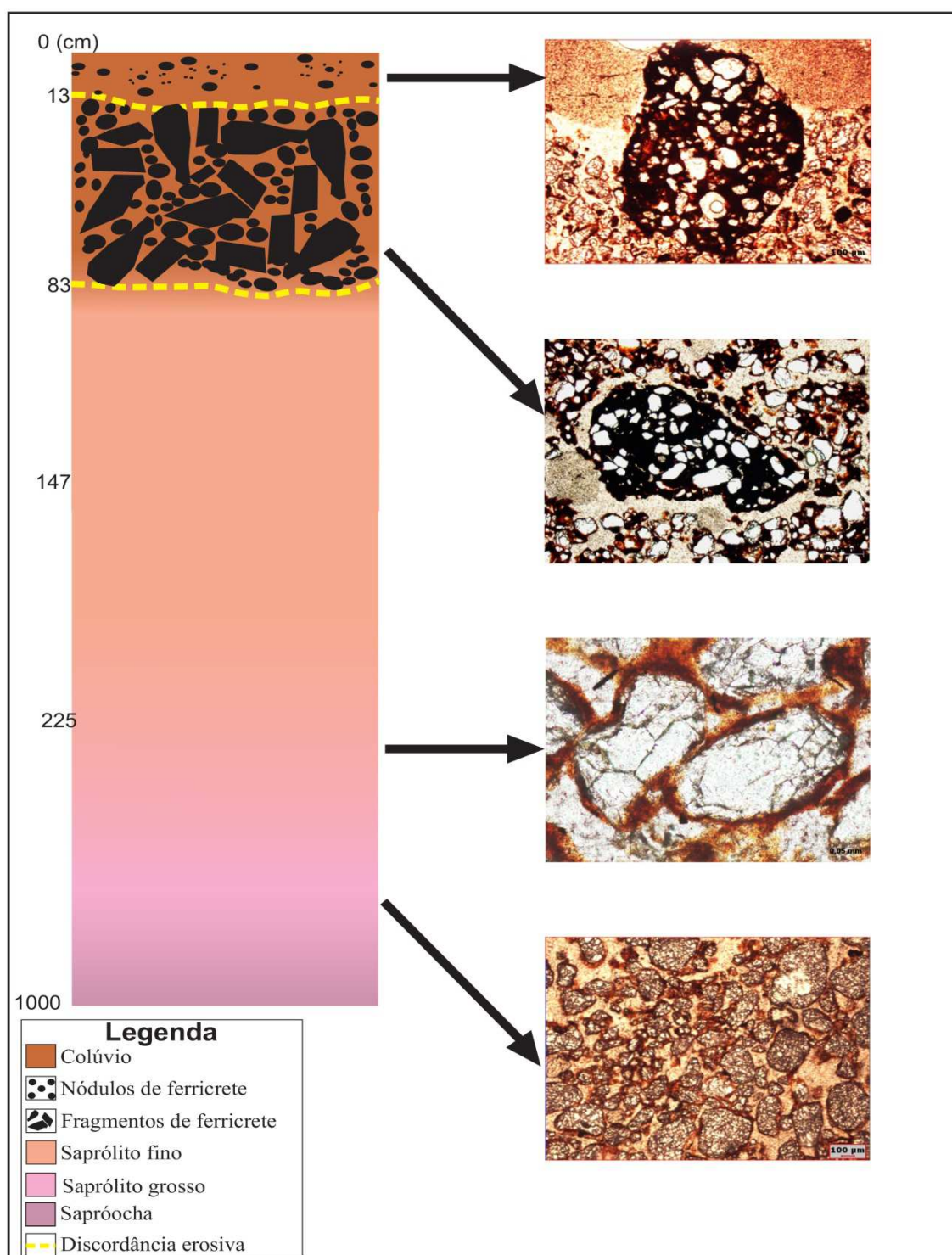


A partir da análise micromorfológica dos horizontes e colúvio do P13, percebeu-se que, da base do perfil (horizonte saprolítico) ao topo (colúvio A e B), as propriedades modificam-se quanto à organização dos materiais finos, grossos e ferricretes (na forma de fragmentos). Observa-se que, na base do perfil, há predomínio de estrutura granular recoberta por película e pontes de material fino (Figura 62). No topo do perfil (colúvio A e B) ocorrem mudanças nas características micromorfológicas quando comparadas aos horizontes subjacentes, onde o material fino torna-se mais compacto, com aparecimento de fábricas birrefringentes.

Também surgem fragmentos de ferricrete meio ao fundo matricial, considerados, neste trabalho, como provável testemunho de dismantelamento do perfil.

A síntese das descrições micromorfológicas estão organizadas e expostas no quadro 13.

FIGURA 62 - FOTOMICROGRAFIA REPRESENTATIVA DAS FEIÇÕES MICROSCÓPICA DOS HORIZONTES DO PERFIL DE FERRICRETE P13.



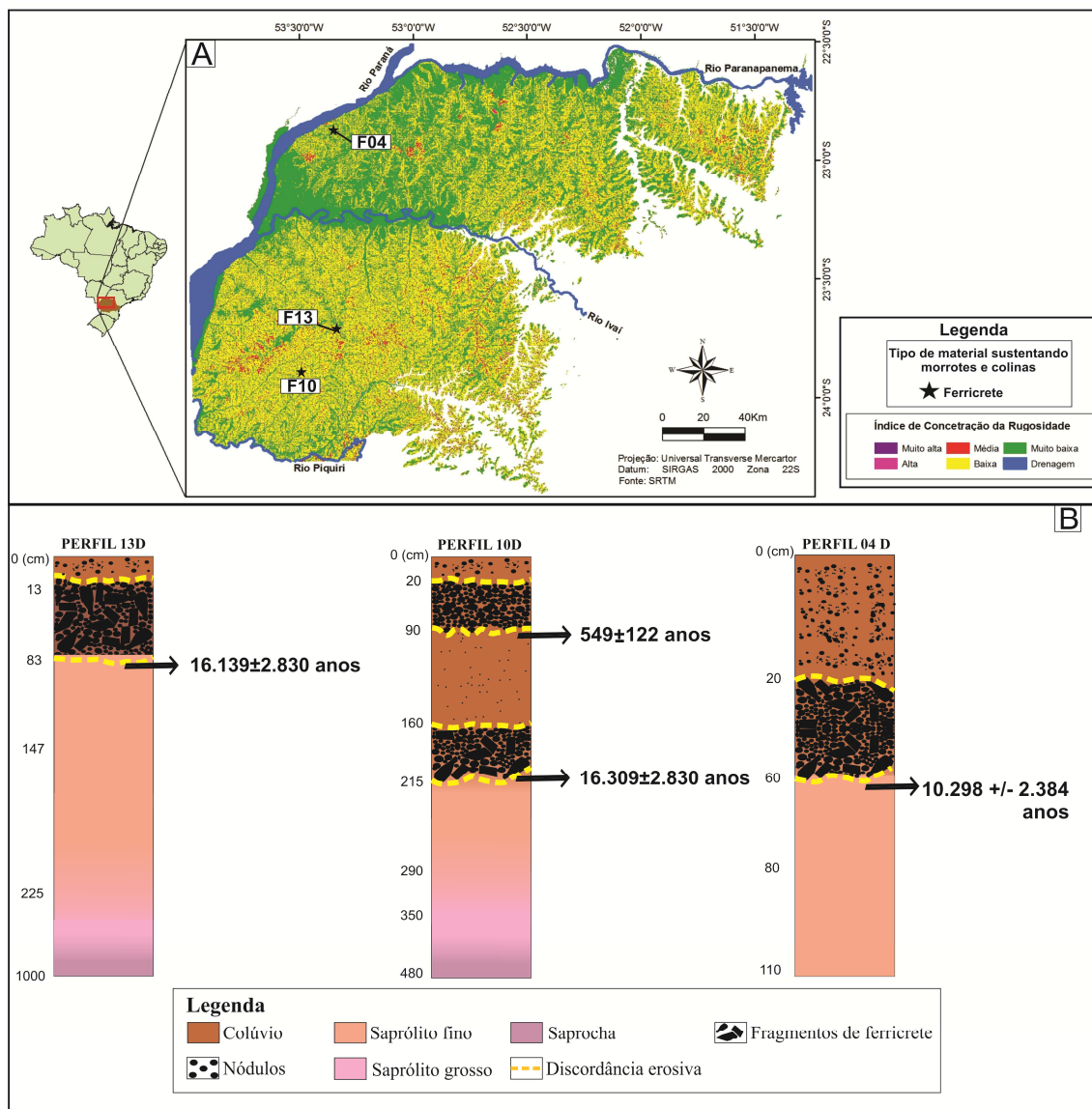
QUADRO 13 – PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS MICROMORFOLÓGICAS DO P13.

Profundidade (cm)	Horizonte ou colúvio	Granulometria (%)	Fundo matricial	Microestrutura	Fábrica birrefringente	Distribuição Relativa c/f	Pedofeições	Mineralogia (DRX)
0-13	Colúvio A	Cascalho: 9 Areia grossa: 5 Areia média: 50 Areia fina: 26.2 Silte: 8.8 Argila: 10	Material fino: vermelho Material grosso: anhedral; moderadamente selecionada, subarredondado – esférico a subesférico; 100 µm à 560 µm; composto por quartzo e minerais opacos Porosidade: Fissural	Granular	ausente	Quitônica e Gefúrica	Criptocristalina: nódulos típico de hematita. Rara. Pedoreliquia de fragmento de ferricrete. Ocasional.	Goethita, Caulinita, Quartzo, Hematita
14-83	Colúvio B (Linha de pedra)	Calhau: 13.40 Cascalho: 53.81 Areia grossa: 12 Areia média: 45 Areia fina: 22.9 Silte: 6.3 Argila: 13.8	Material fino: cinzento-avermelhado-escuro. Material grosso: anhedral; moderadamente selecionada, subarredondado – esférico a subesférico; 105 µm à 550 µm; composto por quartzo e minerais opacos Porosidade: intergranlar e fissural	Maciça (ferricrete) Granular com películas e pontes (matriz)	Granoestriada e poroestriada	Porfírica	Criptocristalina: nódulos típico de hematita. Ocasional. Pedoreliquia de fragmento de ferricrete. Abundante.	Goethita, Caulinita, Quartzo, Hematita
84-225	Sapólito fino	Areia grossa: 2 Areia média: 54 Areia fina: 25.2 Silte: 3.8 Argila: 15	Material fino: vermelho Material grosso: anhedral; moderadamente selecionada, subarredondado – esférico a subesférico; 98 µm à 560 µm; composto por quartzo e minerais opacos Porosidade: intergranlar	Granular com películas e pontes	ausente	Quitônica e Gefúrica	Criptocristalina: nódulos típico de hematita. Numerosa.	Caulinita, Quartzo, Hematita
225-1000	Saprólito grosso	Areia grossa: 6.9 Areia média: 56 Areia fina: 25.3 Silte: 3.8 Argila: 8	Material fino: vermelho Material grosso: anhedral; moderadamente selecionada, subarredondado – esférico a subesférico; 90 µm à 480 µm; composto por quartzo e minerais opacos Porosidade: intergranlar, canais	Granular com películas e pontes	ausente	Porfírica	Criptocristalina: nódulos típico de hematita. Numerosa.	Quartzo, Hematita

Como última análise no estudo sobre a origem dos materiais do perfil P13, empregou-se a abordagem geocronológica, em vista da constatação, via descrição morfológica (tópico anterior - 5.2.3) e micromorfológica, da presença de discordâncias erosivas entre os horizontes e os colúvios do perfil. Para determinar se existem discordâncias erosivas, empregou-se a técnica de datação por Luminescência Ópticamente Estimada (LOE), a qual possibilita estimar o último momento em que um mineral (quartzo ou feldspato potássico) recebeu luz solar. Logo, por esse método é possível determinar a época em que o mineral foi soterrado e se, desde então, não recebeu mais a radiação solar (luz).

A idade da última exposição dos horizontes subjacentes aos fragmentos de ferricrete do P13 foi estimada em 16.139 ± 2.830 anos, ou seja, o evento de erosão atrelado ao dismantelamento de perfil de ferricrete P13 apresenta registro de idade mínima do Pleistoceno Superior. Para atestar possível relação da idade dos processos desse perfil com eventos de coluvionamento regional, foram também realizadas datações em outros perfis dismantelados e distantes entre si (FIGURA 63 – A - F10 e F04), em materiais localizados abaixo do colúvio de fragmentos de ferricretes. Essas discordâncias apresentaram idades de 16.309 ± 2.830 anos a 549 ± 122 anos (FIGURA 63 - B), atestando que o evento de dismantelamento dos perfis de ferricretes é de caráter regional e recente (Pleistoceno Superior ao Holoceno).

FIGURA 63 – (A) MAPA DE RUGOSIDADE COM LOCALIZAÇÃO DAS FEIÇÕES DE RELEVO, SUSTENTADAS POR FERRICRETES. (B) ILUSTRAÇÕES DE PERFIS COM FERRICRETES MOBILIZADOS E DATAÇÃO LOE EM DISCORDÂNCIAS EROSIVAS.



5.3 Relação entre dados dos perfis P13 e P14 e gênese de perfis de ferricretes

Pelas descrições morfológicas, e pelas análises laboratoriais realizadas (micromorfologia, mineral, química, geocronologia) nos perfis P13 e P14, foi possível estabelecer algumas relações entre os perfis e propor hipóteses referentes a sua gênese, desde a sua formação, remobilização e sua posição atual na paisagem.

A partir dos resultados produzidos pelas análises empregadas no perfil autóctone (P14) e alóctone (P13) nos tópicos anteriores (5.2.1 – 5.2.4), pode-se identificar:

- As possíveis etapas de intemperismo e ferruginização do regolito em escala microscópica (micromorfologia);
- Os processos de formação *in situ* dos perfis de ferricretes por observações macroscópica e microscópica dos horizontes;
- A evolução *in situ* ao dismantelamento dos perfis de ferricretes, abordando principalmente os eventos de dismantelamento pós-formação dos perfis de ferricretes pela geocronologia (LOE), de processos de deposição dos fragmentos de ferricrete (linha de pedra) em horizontes saprólítico previamente desenvolvido.

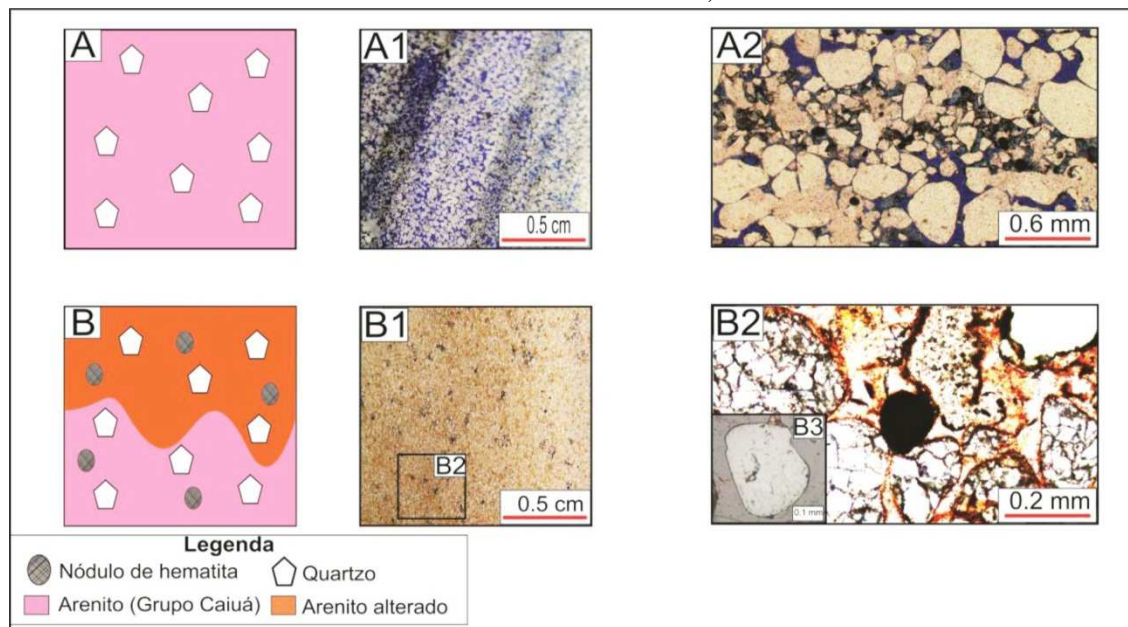
A síntese e as relações genéticas entre os dados dos perfis P13 e P14 (micromorfologia, geocronologia) serão expostos nos tópicos 5.3.1 a 5.3.3.

5.3.1 Etapas de intemperismo e formação do ferricrete, inferidas por análise micromorfológica dos horizontes do P14

A análise dos horizontes do P14, pela micromorfologia apresentada no capítulo anterior, possibilitou inferir sobre a cronologia de desenvolvimento do perfil de ferricrete em seis fases da alteração do arenito, até o último evento de precipitação de óxido de ferro registrada.

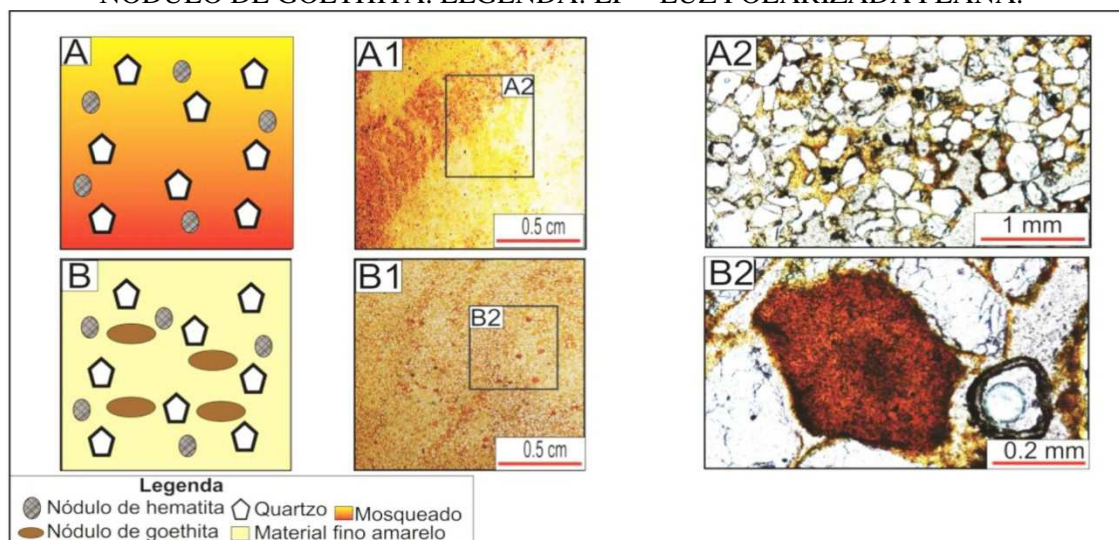
- 1ª fase: Exposição do arenito Caiuá (FIGURA 64 - A-A2) ao intemperismo (FIGURA 64 - B-B1), geração da distribuição relativa quitônico-gefúrica (FIGURA 64 - B2), com desenvolvimento de nódulos hematíticos, classificados em termo cronológico como feição ferruginosa de primeira geração de precipitação de ferro (FIGURA 64 - B2-B3).

FIGURA 64 - FOTOMICROGRAFIA E ILUSTRAÇÕES DA FASE ALTERAÇÃO DO ARENITO CAIUÁ. A-A2) ARENITO DA FORMAÇÃO RIO PARANÁ COM PRESERVAÇÃO DA ESTRUTURA DA ROCHA (ESTRATIFICAÇÃO) EM LP. (B-B3) ARENITO ALTERADO COM PRESENÇA DE NÓDULOS DE HEMATITA EM LP E LR.
LEGENDA: LP = LUZ POLARIZADA PLANA, LR = LUZ REFLETIDA.



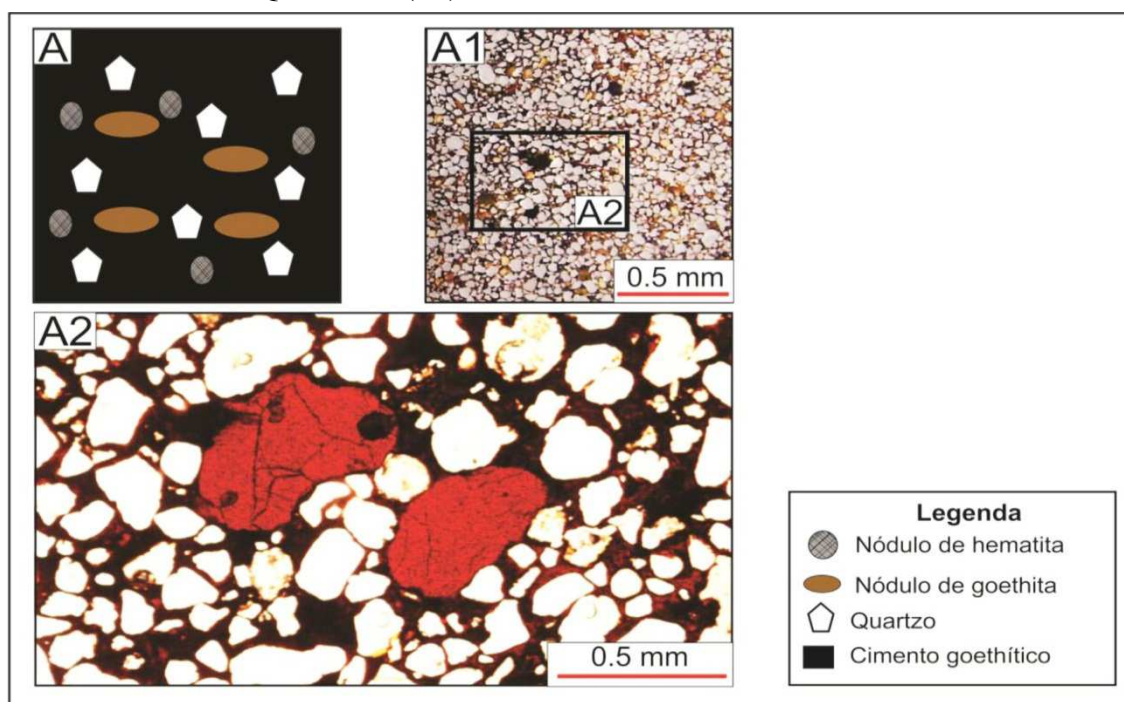
-2ª fase: Concentração de ferro, mosqueamento (FIGURA 65 A-A2) com o completo amarelamento do material fino (FIGURA 65 – B-B1) e desenvolvimento de nódulos goethíticos em poros intergranulares, são feições ferruginosas classificadas em termo cronológico como segunda geração de precipitação de ferro (FIGURA 65 – B2).

FIGURA 65 - (A) ILUSTRAÇÃO DO HORIZONTE MOSQUEADO. (A1) FOTOGRAFIA DA LÂMINA DO HORIZONTE MOSQUEADO. (A2) FOTOMICROGRAFIA DO HORIZONTE MOSQUEADO. (B) ILUSTRAÇÃO DO NÍVEL AMARELO. (B1) FOTOGRAFIA DA LÂMINA DO NÍVEL AMARELO. (B2) FOTOMICROGRAFIA DO NÓDULO DE GOETHITA. LEGENDA: LP = LUZ POLARIZADA PLANA.



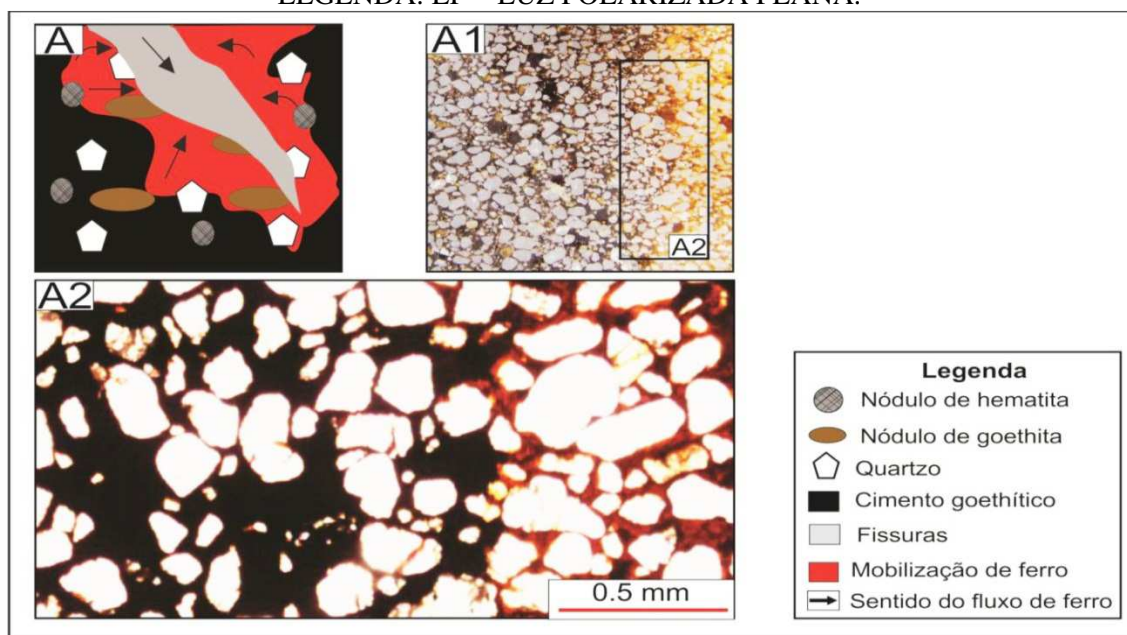
-3ª fase (ferruginização): Provavelmente devido à diferença de condutividade hidráulica entre os estratos da rocha, aconteceu a retenção de soluções ricas em ferro, a impregnação do fundo matricial por goethita criptocrystalina e a formação de horizonte de ferricrete contínuo. São feições ferruginosas classificadas em termo cronológico como segunda geração de precipitação de ferro (FIGURA 66 – A-A2).

FIGURA 66 - (A) ILUSTRAÇÃO DAS FEIÇÕES PEDOLÓGICAS PRESENTE NO FERRICRETE. (A1) FOTOGRAFIA DA LÂMINA DE FERRICRETE. (A2) FOTOMICROGRAFIA DO FERRICRETE, EXIBINDO CIMENTO E NÓDULO DE GOETHITA E QUARTZO (LP). LEGENDA: LP = LUZ POLARIZADA PLANA.



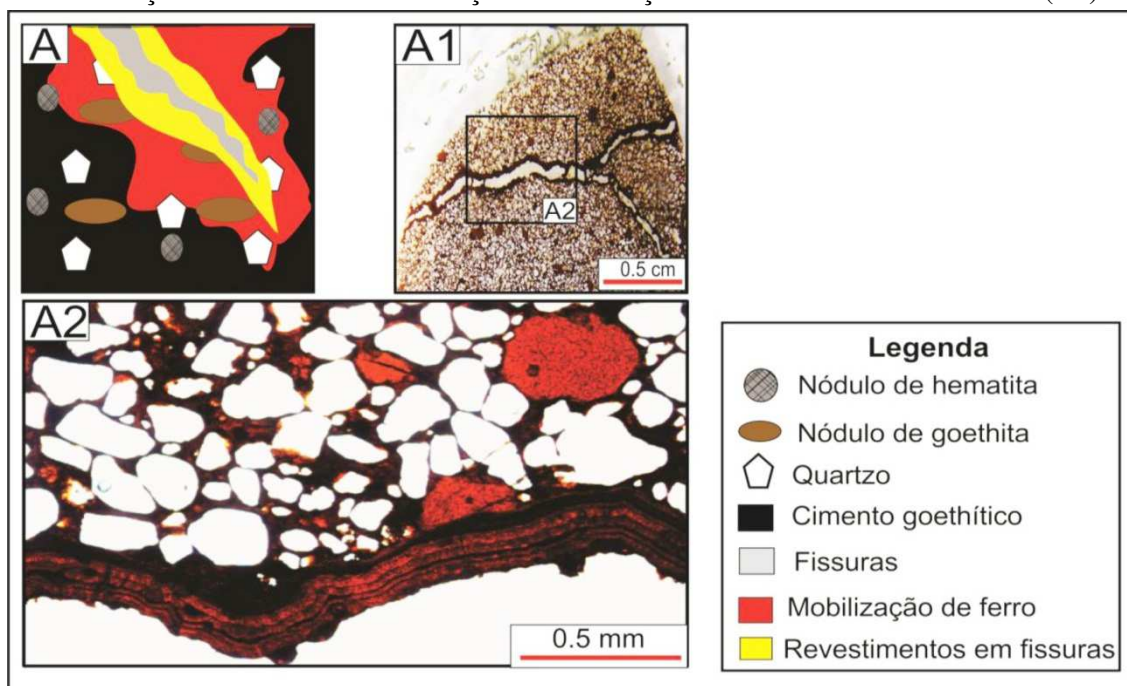
- 4ª e 5ª fases: Fissuração do ferricrete, possibilitando circulação de soluções (FIGURA 67 – A) no seu interior. Provável translocação do ferro em solução para as fissuras, ocorrendo o “clareamento” de partes do fundo matricial próximo às fissuras (FIGURA 67 – A1-A2).

FIGURA 67 – (A) ILUSTRAÇÃO DO FERRICRETE FISSURADO E PROCESSO TRANSLOCAÇÃO DE FERRO. (A1) FOTOGRAFIA DA LÂMINA DO FERRICRETE COM ZONAS DE FERRO TRANSLOCADO (VERMELHO MAIS CLARO). (A2) FOTOMICROGRAFIA DAS ZONAS VERMELHAS CLARAS E ESCURAS EM LP. LEGENDA: LP = LUZ POLARIZADA PLANA.



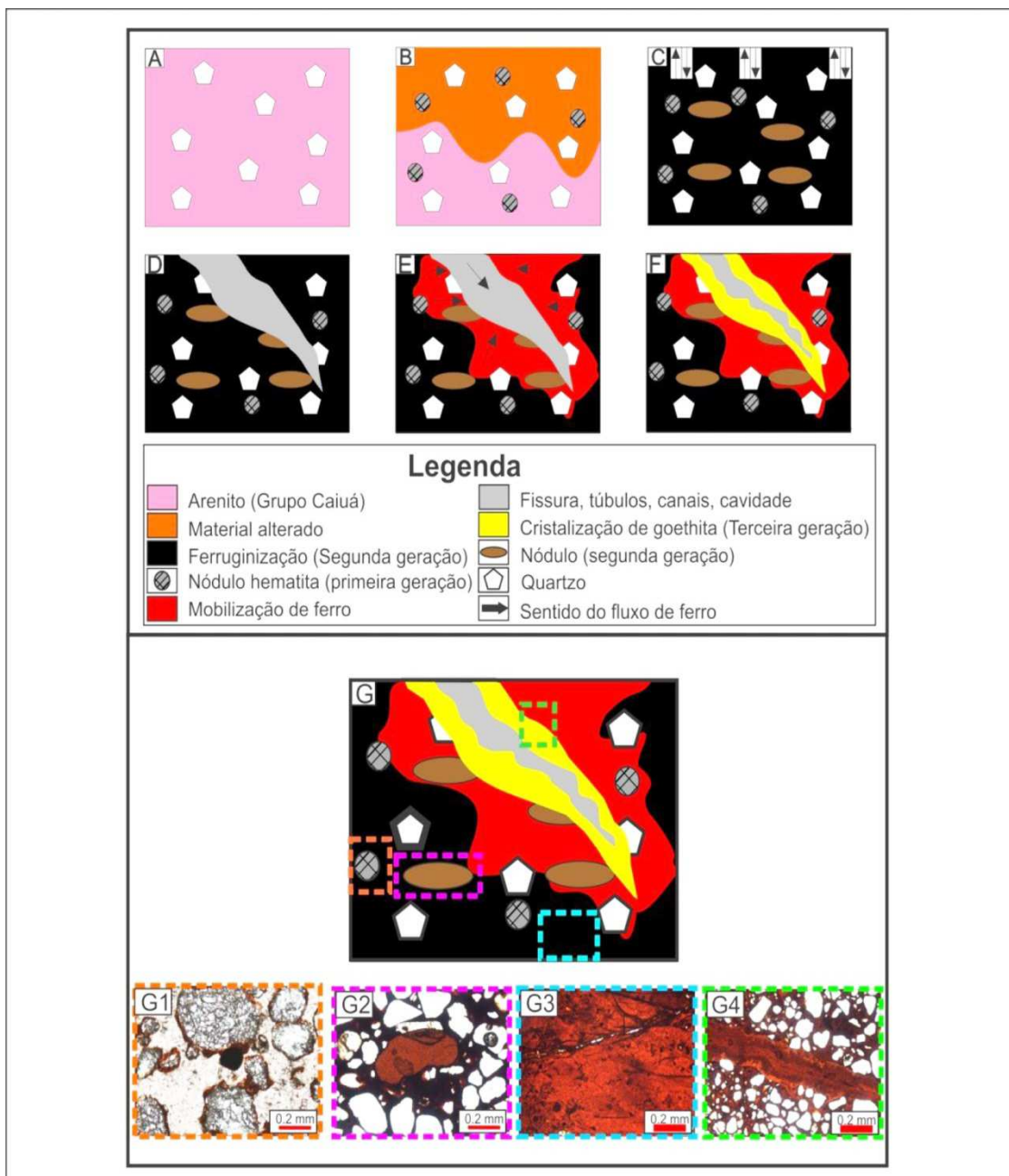
-6ª fase: Formação de revestimento e preenchimento de goethita, bem cristalizada em fissuras. São feições ferruginosas classificadas em termo cronológico como terceira geração de precipitação de ferro (FIGURA 68 – A-A2).

FIGURA 68 – ILUSTRAÇÃO DA GERAÇÃO DE REVESTIMENTO DE GOETHITA PURO AO REDOR DE FISSURAS (A). FOTOGRAFIA DA LÂMINA DO FERRICRETE FISSURADO (A1). FOTOMICROGRAFIA DO FERRICRETE FISSURADO COM PRESENÇA DE TODAS AS GERAÇÕES DE FEIÇÕES FERRUGINOSAS EM LP (A2).



Pela análise micromorfológica dos horizontes do perfil de ferricrete P14 foi possível o reconhecimento das fases de alteração do arenito até a formação do ferricrete; e, a partir desses dados e interpretações, propõe-se um sistema evolutivo para a gênese dos perfis de ferricretes no Noroeste do Paraná, exposto na forma de ilustração, com fases de precipitação das diferentes feições ferruginosas e seus respectivos registros em fotos de microscópio (FIGURA 69).

FIGURA 69 - ILUSTRAÇÃO DA PROVÁVEL EVOLUÇÃO (*IN SITU*) DO HORIZONTE DE FERRICRETE EM SEIS FASES, PELA MICROMORFOLOGIA. A) ARENITO CAIUÁ SEM ALTERAÇÃO. B) ALTERAÇÃO DE ARENITO COM FORMAÇÃO DE NÓDULOS HEMATÍTICOS. C) FORMAÇÃO DE NÓDULO E IMPREGNAÇÃO DO FUNDO MATRICIAL POR CIMENTO, AMBOS DE GOETHITA. D-E) FISSURAÇÃO DO FUNDO MATRICIAL, COM PROVÁVEL MOBILIZAÇÃO DE FERRO. F-G) CRISTALIZAÇÃO DE GOETHITA PURA EM FISSURA. G1) FOTOMICROGRAFIAS DE PEDORRELÍQUIA DE HEMATITA; G2) NÓDULO DE GOETHITA; G3) CIMENTO DE GOETHITA; G4) REVESTIMENTO/PREENCHIMENTO DE GOETHITA PURA.



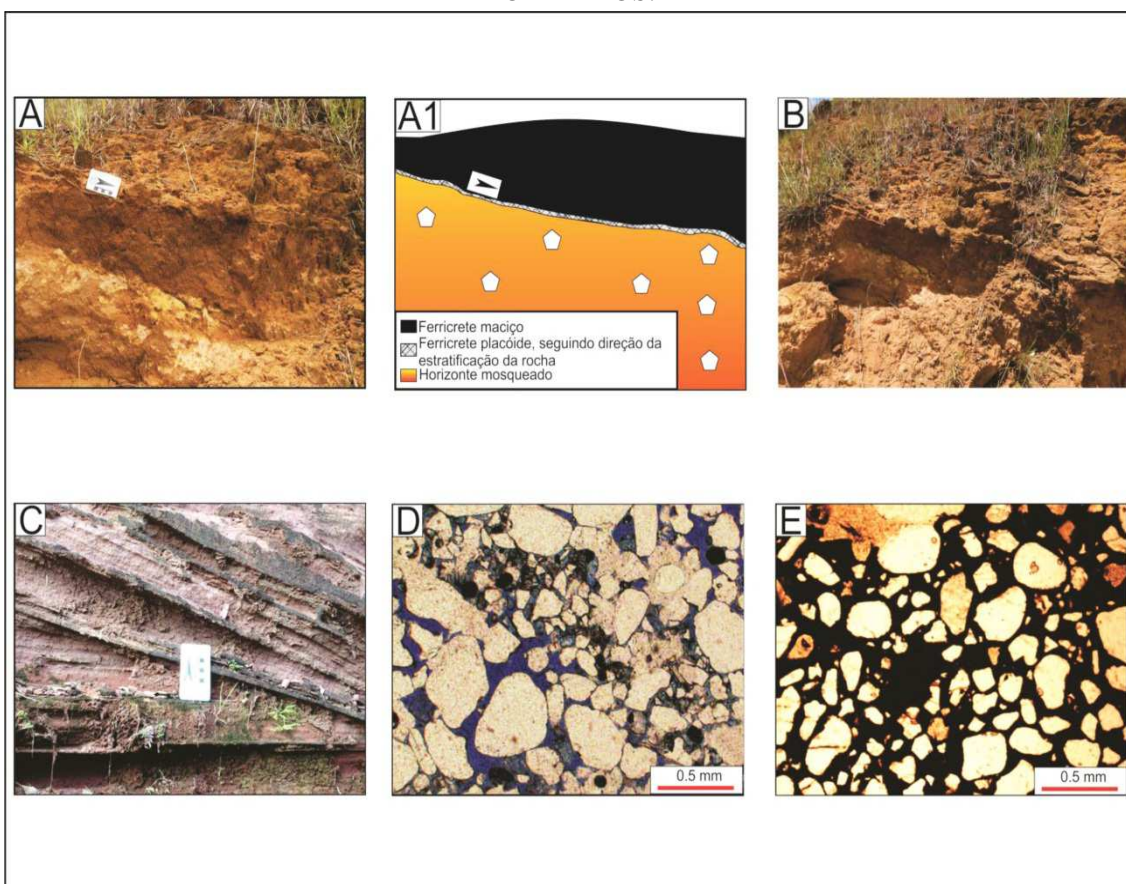
Assim, pelo emprego da micromorfologia foi possível estabelecer fases desde alteração do arenito ao fissuramento e precipitação de óxido de ferro, pós-formação dos ferricretes, mostrando, dessa forma, que a análise em escala elementar é primordial para o estudo da gênese dos ferricretes é essencial neste estudo.

5.3.2 Processos de alteração, ferruginização e formação do perfil de ferricrete

A partir das observações morfológicas e micromorfológicas do perfil P14, inferiu-se que o ferricrete desenvolve-se de modo irregular por “níveis”, o qual obedece à estratificação (mergulho) da rocha, gerando, inicialmente, horizontes mosqueados e, posteriormente, ferricretes placoides ambos “inclinados” (FIGURA 70 - A-C). Em escala microscópica, percebe-se que a ferruginização preserva a estratificação da rocha nos ferricretes placoides, essa preservação é expressa na organização dos grãos de quartzo em estratos (grãos grossos e finos), semelhante ao identificado no arenito (FIGURA 70 – D, E).

A formação do ferricrete placóide resulta da cimentação do fundo matricial por soluções ricas em ferro, resultando no fechamento de poros e na redução da permeabilidade. Isso propicia a retenção e acumulação dessas soluções ricas por mais tempo (período da ferruginização), permitindo maior precipitação de ferro e espessamento do ferricrete.

FIGURA 70 - (A-B) FOTOGRAFIA DE FERRICRETE COM PRESERVAÇÃO DO FERRICRETE PLACOIDE OU INÍCIO DA FORMAÇÃO DO FERRICRETE. A1) ILUSTRAÇÃO DA IMAGEM A. C) ARENITO ESTRATIFICADO - FORMAÇÃO RIO PARANÁ. D) FOTOMICROGRAFIA DE ROCHA (ARENITO), DESTACANDO A SELEÇÃO DE GRÃOS EM ESTRATOS. E) FOTOMICROGRAFIA DE FERRICRETE, CONSERVANDO ESTRATOS DA ROCHA, E INDICANDO QUE A FERRUGINIZAÇÃO IMPREGNOU ZONAS DE ROCHAS ALTERADAS E NÃO DE SOLOS PREVIAMENTE FORMADOS.



Portanto, constata-se que o desenvolvimento do ferricrete em topos de feições de relevo no Noroeste do Paraná se dá por zonas preferenciais de acúmulo para o ferro, sendo seu desenvolvimento inicial litodependente. Em casos de ferruginizações intensas, pode ocorrer “soldagem” entre os diferentes níveis de ferricrete e compor um único horizonte (FIGURA 71). Logo, os níveis de horizontes ferruginosos não são produtos de distintas fases de ferruginização, mas de diferentes zonas, que propiciam o acúmulo de ferro.

A partir das descrições macro e micromorfológicas e das inferências já referidas, propõe-se um esboço (FIGURA 72) sobre o provável desenvolvimento dos ferricretes até seu estado *in situ*.

Nesse modelo o desenvolvimento do ferricrete iniciaria pelo mosqueamento do perfil, resultado de variações do nível freático (FIGURA 72 – A). Posterior ao primeiro processo ocorreu à mobilização e acumulação inicial do ferro obedecendo a estrutura da rocha (estratificação), assim gerou os ferricretes placóides (FIGURA 72 – B). Esses propiciaram a retenção de ferro e o espessamento do ferricrete (FIGURA 72 – C).

FIGURA 71 – (A, A1) FOTOGRAFIA DE FERRICRETE PLACOIDE “SOLDADO” PRESERVADO EM MATAÇÃO FERRUGINIZADO. (A2) ILUSTRAÇÃO DA IMAGEM A2.

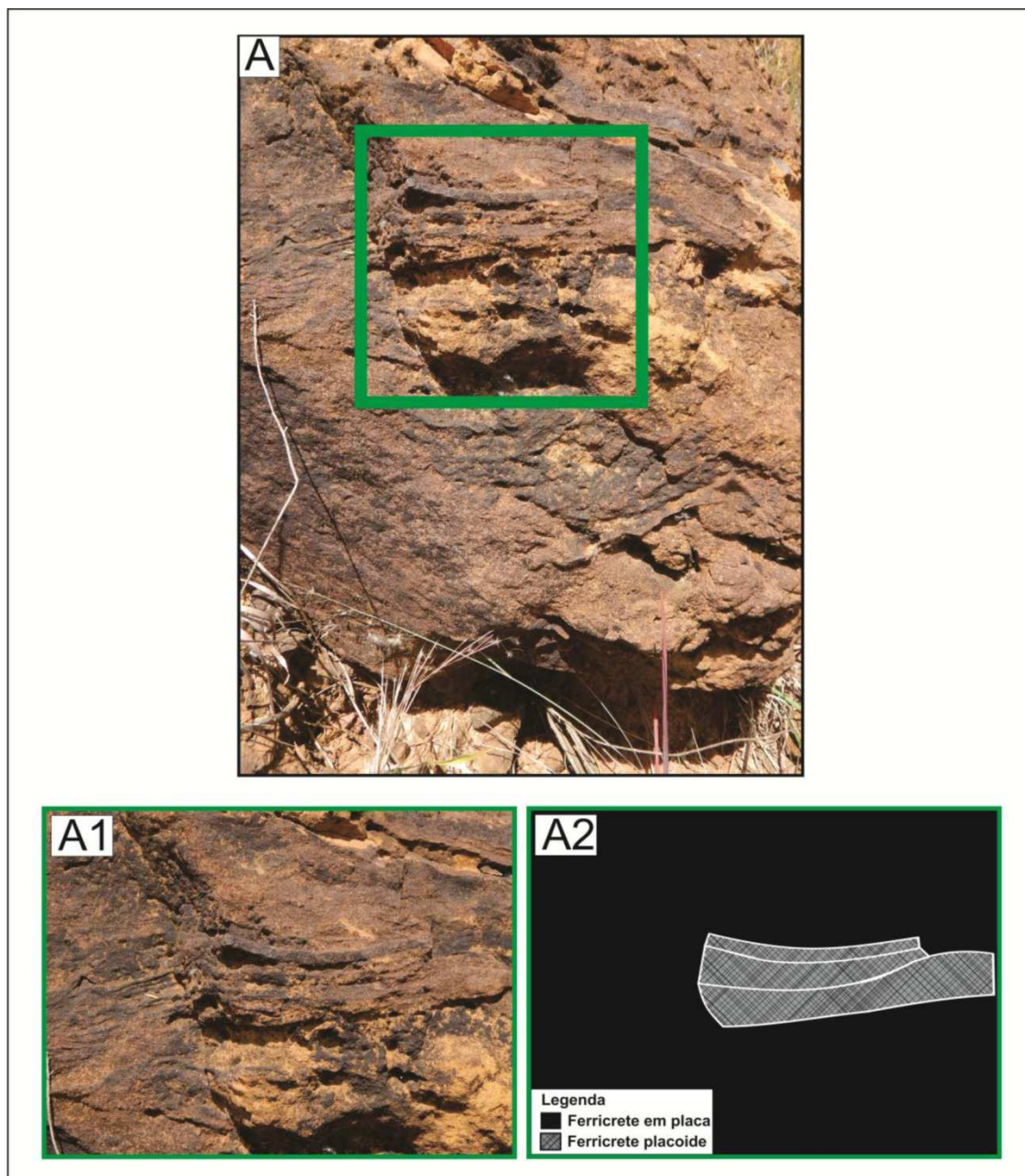
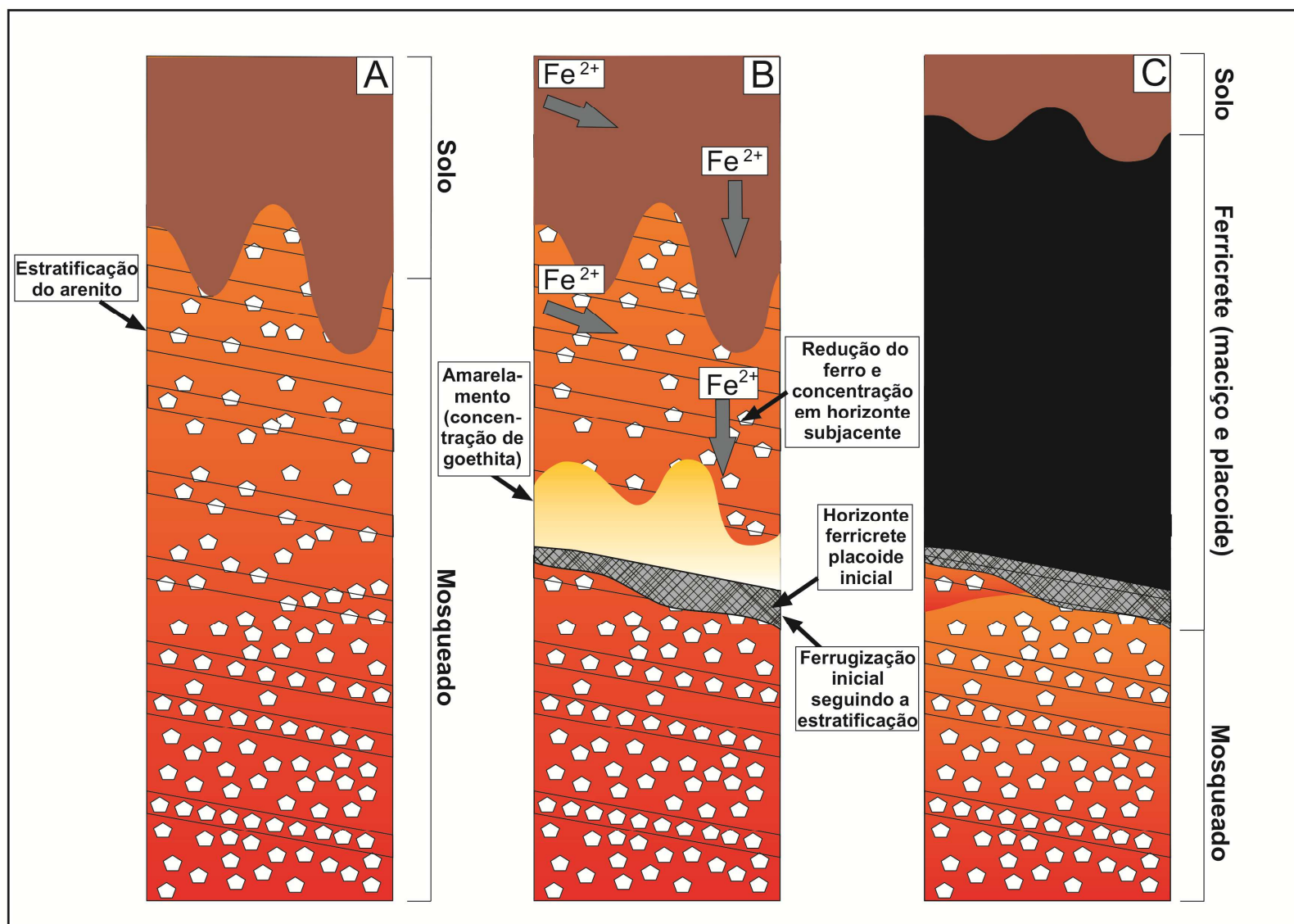


FIGURA 72 – ILUSTRAÇÃO SOBRE O MODELO HIPOTÉTICO DE FORMAÇÃO DO PERFIL DE FERRICRETE EM TOPOS DE COLINAS E MORROTES NO NOROESTE DO PARANÁ. A) FORMAÇÃO DO MOSQUEADO. B) FERRUGINIZAÇÃO, PREFERENCIALMENTE, SEGUINDO O MERGULHO DA ESTRATIFICAÇÃO, CRIANDO UM HORIZONTE “TAMPÃO”, DENOMINADO AQUI DE FERRICRETE PLACOIDE (LAMINAR). C) ESPESSEAMENTO DO FERRICRETE, A PARTIR DO FERRICRETE PLACOIDE.



5.3.3 Da evolução *in situ* ao desmantelamento do perfil de ferricrete

A partir das análises morfológicas e micromorfológicas dos materiais, encontrados nas feições de relevo com ferricrete, foi possível observar que a maioria dos perfis apresenta remobilização e indícios de desmantelamento, como: orientação desordenada dos fragmentos de ferricretes, discordâncias erosivas, e decapitações de horizontes solos.

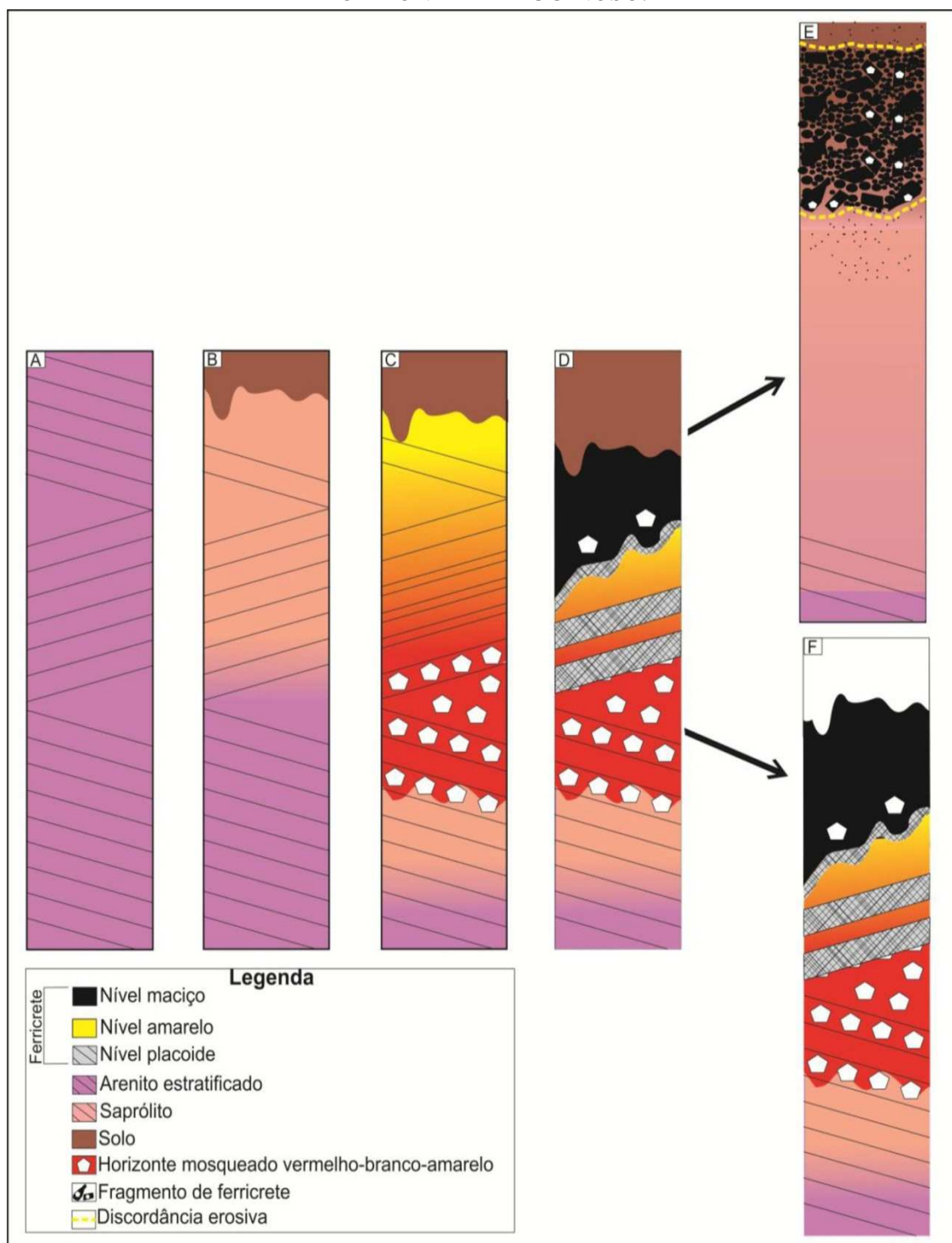
No intuito de comprovar e estabelecer datas desses episódios erosivos registrados nos perfis, empregou-se o método de datação denominado de Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE), em discordâncias erosivas nos perfis 04, 10 e 13, uma vez que esses perfis estão distantes entre si e são representativos do grupo que apresentam ferricretes mobilizados.

Os resultados obtidos por LOE indicaram idades do Pleistoceno Superior (16.309 ± 2.830 anos) ao Holoceno (549 ± 122 anos), e demonstraram que a mobilização dos ferricretes é recente (Quaternário).

Os resultados alcançados até o momento, pelas datações dos materiais e por meio da micromorfologia e mineralogia, permitiram a elaboração de um esboço esquemático da evolução dos perfis de ferricretes, desde sua gênese até a disposição atual em morrotes e colinas (FIGURA 73).

Verificou-se, então, que há dois tipos de perfis - os alóctones (FIGURA 73 - E), que apresentam materiais mobilizados com discordância erosiva e que apresentam idade de mobilização/soterramento datado do Pleistoceno Superior ao Holoceno; e os autóctones (FIGURA 73 - F), em que os ferricretes apresentam-se *in situ* com horizontes geneticamente relacionados entre si, encontrando-se no melhor estado de preservação entre os perfis analisados.

FIGURA 73 - REPRESENTAÇÃO DA PROVÁVEL EVOLUÇÃO DOS PERFIS COM FERRICRETE E SUA ORGANIZAÇÃO ATUAL ALÓCTONE (MOBILIZADO) E AUTÓCTONE (*IN SITU*). A) ARENITO CAIUÁ SEM ALTERAÇÃO, CONSERVANDO ESTRUTURA ORIGINAL DA ROCHA (ESTRATIFICAÇÃO). B) ALTERAÇÃO DO ARENITO E FORMAÇÃO DO REGOLITO. C) AVANÇO DA PEDOGÊNESE, COM AUMENTO DA ESPESSURA DOS HORIZONTES PEDOLÓGICO E FORMAÇÃO DE HORIZONTE MOSQUEADO. D) ACUMULAÇÃO DE FERRO (ATÉ 42,5%), CULMINANDO NA FORMAÇÃO DO FERRICRETE. E) MOBILIZAÇÃO E DEPOSIÇÃO DOS FERRICRETE EM ORIENTAÇÃO DESORDENADA, PARA PORÇÕES TOPOGRÁFICAS MAIS BAIXAS, A PARTIR DE 16.309 ± 2.830 ANOS A 549 ± 122 ANOS, RESULTANDO NA DISPOSIÇÃO ATUAL DOS MATERIAIS FERRUGINOSOS DA MAIORIA DOS PERFIS ANALISADOS. F) RARA CONSERVAÇÃO DE REMANESCENTE DO PERFIL DE FERRICRETE INTACTO, SEM SINAIS DE DESMANTELAMENTO, CONSERVANDO O HORIZONTE MOSQUEADO ABAIXO DO HORIZONTE FERRUGINOSO.



6 - DISCUSSÃO

6.1 Influência da rocha na formação dos perfis de ferricretes

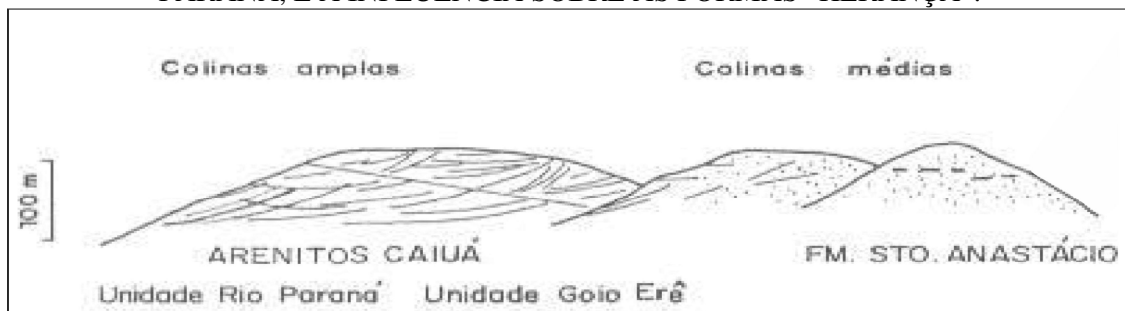
A partir dos resultados encontrados, constatou-se que o cimento do ferricrete é, predominantemente, composto por goethita, sugerindo que o ferro foi translocado por soluções (ausência de minerais primários alteráveis como fonte de ferro), isto é, soluções que transportam ferro na forma reduzida (Fe^{2+}) e precipitam em profundidade no perfil (saprólito).

Nesse sistema de ferruginização, o cimento dos ferricretes maciços e placoides ocorreria, inicialmente, como material fino ferruginoso, preenchendo completamente os poros intergranulares do material, gerando horizonte ferruginoso impermeabilizado e desenvolvimento de ferricrete relacionado à oscilação do nível freático. Modelo similar foi proposto por Sallun (2007) para analisar fragmentos ferruginosos presentes na Aloformação Paranaíba (São Paulo).

No que se refere a evolução dos perfis de ferricretes, verificou-se que a estrutura da rocha tem papel fundamental no início do processo de ferruginização, tendo em vista que a estratificação dos arenitos exerce controle na retenção de soluções enriquecidas em ferro. Essa retenção de soluções ocorre provável devido aos níveis diferentes de seleção de grãos de areia média e fina (escala microscópica).

Observações feitas em materiais ferruginosos, que sustentam feições de relevo, permitiram constatar que essas feições só ocorrem sobre a Formação Rio Paraná, enquanto nas Formações Goio Erê e Santo Anastácio, feições mantidas por ferricretes não ocorrem, reforçando a hipótese de que os estratos da Formação Rio Paraná (FIGURA 74) são essenciais na formação inicial desse tipo de horizonte.

FIGURA 74 - RELEVOS TÍPICOS, SUSTENTADOS PELAS DIFERENTES UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DOS ARENITOS DO GRUPO CAIUÁ, NO NOROESTE DO PARANÁ, E A INFLUÊNCIA SOBRE AS FORMAS “HERANÇA”.

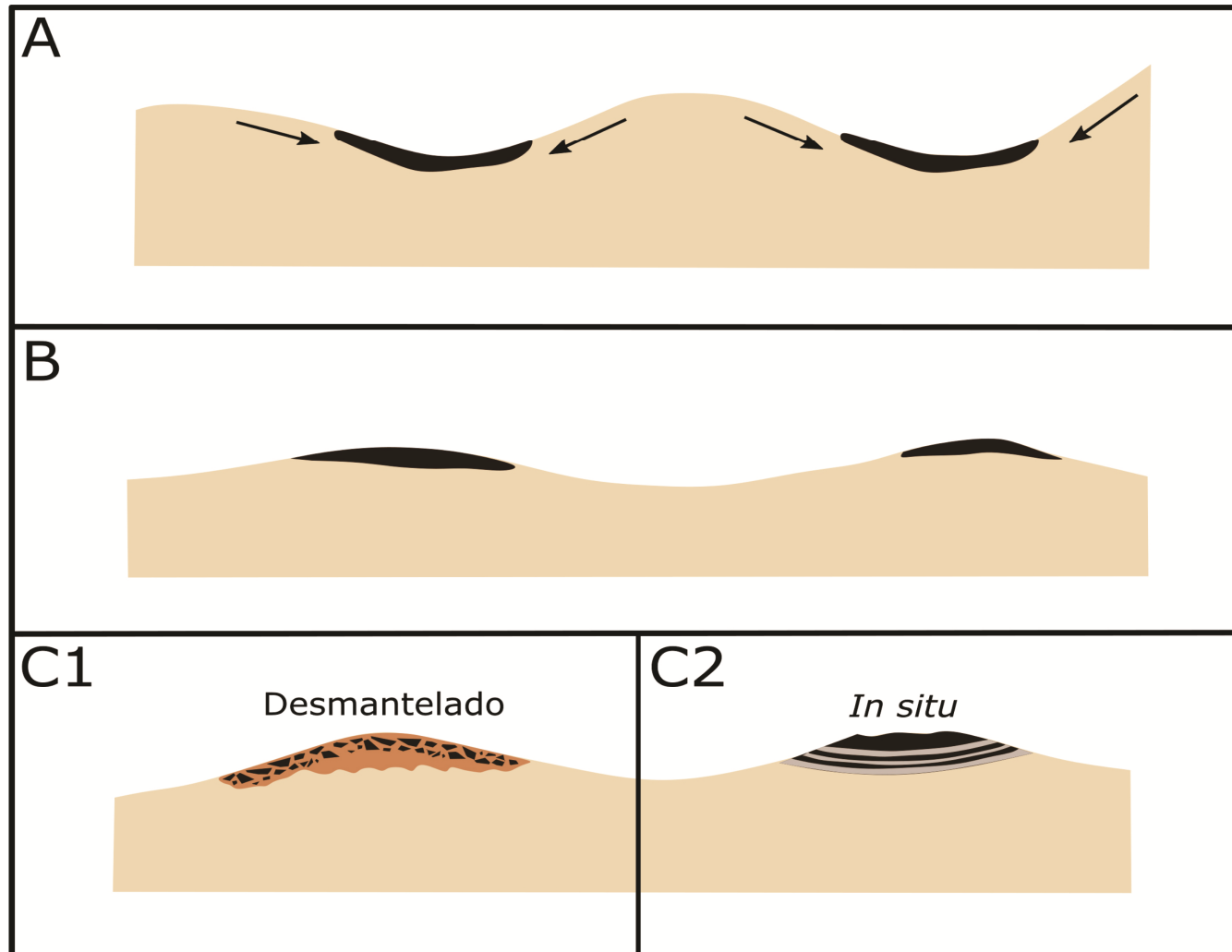


FONTE: (FERNANDES, 1992).

Assim sendo, pela análise do estudo da gênese dos ferricretes, propõe-se um modelo que represente a sua evolução (FIGURA 71).

De acordo com esse modelo hipotético, na primeira fase ocorreria à solubilização e exportação lateral e vertical do ferro (Fe^{2+}), como também a formação dos perfis de ferricretes nas partes mais baixas da paisagem (FIGURA 71 – A). Na segunda fase, a erosão do material alterado e permanência dos perfis de ferricretes, gerou processos de inversão de relevo (FIGURA 71 – B). Já na terceira fase, ocorreu o desmantelamento dos perfis de ferricretes (FIGURA 71 – C1).

FIGURA 75 – MODELO HIPOTÉTICO DE FORMAÇÃO DOS PERFIS DE FERRICRETES EM TOPO DE COLINA E MORROTES NO NOROESTE DO PARANÁ. A) PROCESSOS SOLUBILIZAÇÃO, EXPORTAÇÃO LATERAL DO FERRO (Fe^{2+}) E CONCENTRAÇÃO NAS PORÇÕES MAIS BAIXAS DA PAISAGEM. B) INVERSÃO DE RELEVO (ESCALA LOCAL), PELA EROSÃO DE MATERIAIS NÃO CIMENTADOS (ARENITO) E PERMANÊNCIA DOS MAIS RESISTENTES E COESOS (FERRICRETES). C1) DESMANTELAMENTO COMPLETO DO PERFIL DE FERRICRETE E DEPOSIÇÃO DOS FRAGMENTOS NA FORMA DE LINHAS DE PEDRA A PARTIR DE 16.309 A 549 ± 122 ANOS. C2) REMANESCENTE DE UM PERFIL DE FERRICRETE COMO OBSERVADO NO F14.

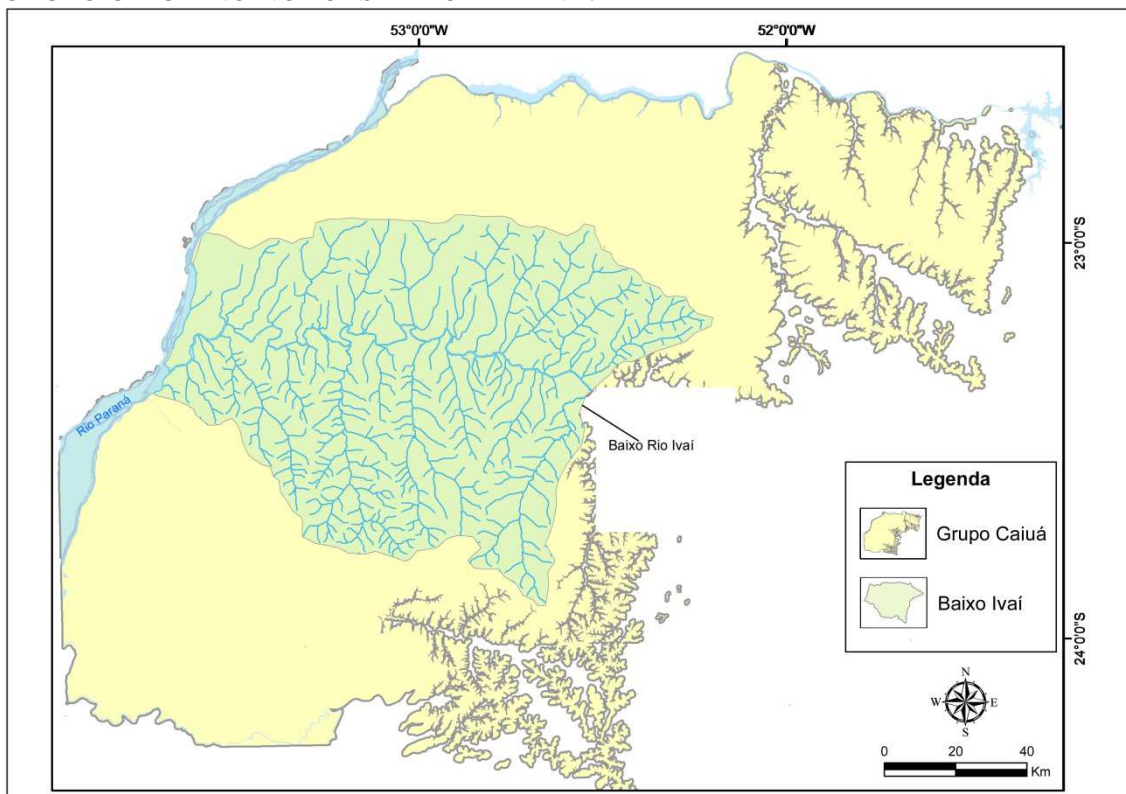


6.2 Relações dos perfis de ferricretes, efeitos da tectônica recente e mudanças ambientais no Quaternário

A partir da constatação do dismantelamento dos perfis de ferricretes, por análises do material e datação por LOE, foi possível estabelecer que esse processo ocorreu no Quaternário Tardio. Devido a idade pleistocênica do dismantelamento, é provável que ele esteja ligado aos efeitos da tectônica recente e/ou de alternâncias climáticas contrastantes (seco e úmido), ocorridas ao longo do Quaternário no Noroeste do Paraná (COUTO, 2015; SOUZA JR. 2012; STEVAUX, 2000 entre outros).

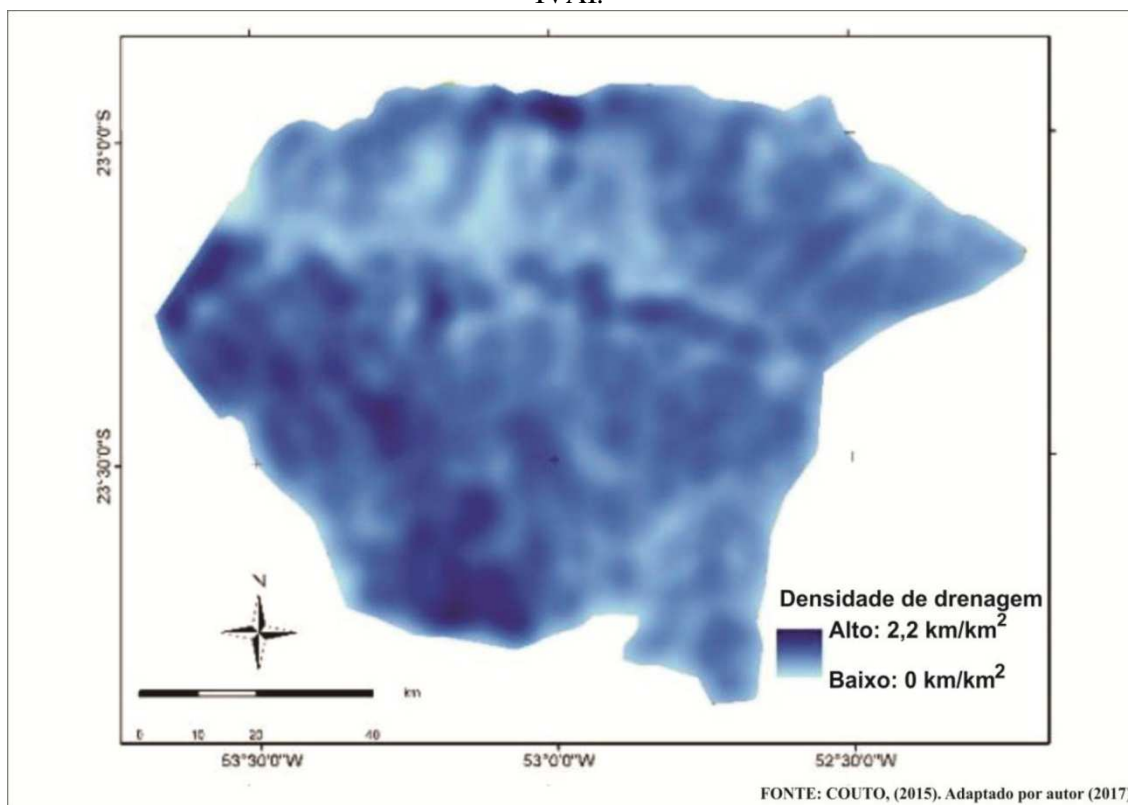
Assim serão expostos alguns dados sobre esse quadro climático-tectônico no Noroeste do Paraná e sua possível relação com os processos de remobilização dos ferricretes. Importa também, para a exposição do quadro sobre dados de evolução da paisagem no Noroeste do Paraná durante o Quaternário, abordar a região do baixo curso do rio Ivaí (FIGURA 76), considerando que, nesse trecho, há vários estudos sobre tectônica recente, paleoclimáticos/paleoambientais, sendo possível relacioná-los aos processos geomorfológicos associados às feições mantidas por ferricrete.

FIGURA 76 - LOCALIZAÇÃO DO BAIXO CURSO DO IVAÍ E ÁREA DE EXTENSÃO DO GRUPO CAIUÁ NO NOROESTE DO PARANÁ.



No baixo curso do rio Ivaí, verificam-se diferenças morfológicas entre as margens esquerda e direita. Na margem direita, a fisiografia é de relevo de colinas amplas (1500 m a 2000 m de extensão), com predomínio dos Latossolos, e apresenta uma rede de drenagem pouco densa (FIGURA 77). Na margem esquerda, o relevo é de colinas médias (500 m a 700 m de extensão), e os Argissolos ganham expressão e estão presentes até o trecho médio/superior das vertentes, e a rede de drenagem encontra-se mais densa (FIGURA 73) (NAKASHIMA, 2000).

FIGURA 77 – MAPAS DE DENSIDADE DE DRENAGEM DO BAIXO CURSO DO RIO IVAÍ.



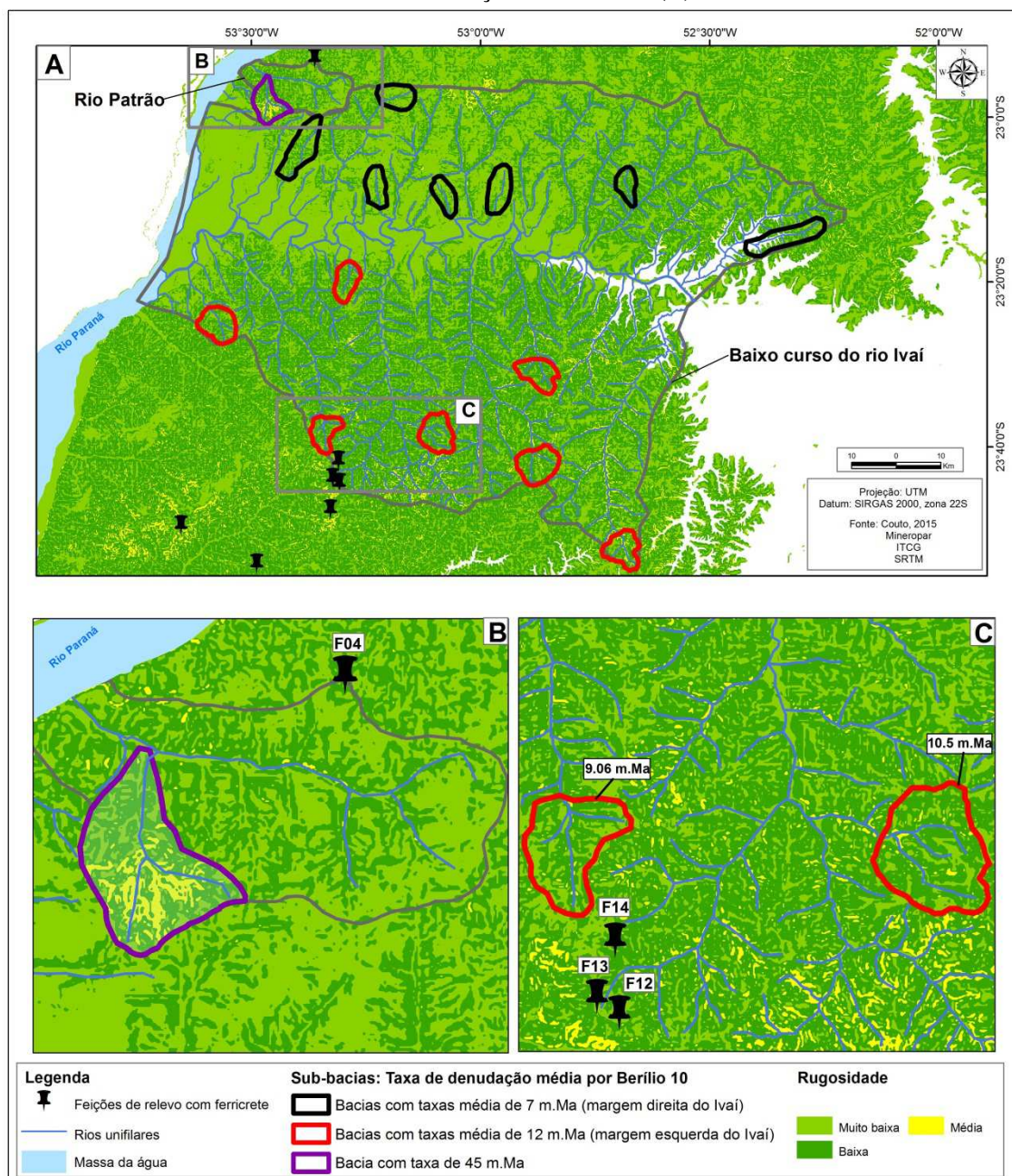
Muitos autores atribuem as diferenças morfológicas no baixo rio Ivaí a efeitos de tectônicas recente (FRANCO *et al.* 2008; SANTOS *et al.* 2008; SOUZA JR. 2012, COUTO 2015). Para Santos *et al.* (2008), o baixo curso do rio Ivaí está inserido no contexto de alinhamentos tectônicos NW e NE, controlando o traçado meândrico do rio nesse trecho. Esses alinhamentos são reconhecidos nas direções de fraturas dos afloramentos dos arenitos do Grupo Caiuá, dentro do canal do rio.

Souza Jr. (2012) analisou indicativos de tectônica recente no baixo curso do rio Ivaí, à luz da análise morfotectônica, e identificou evidências de soerguimento de blocos de sul para norte.

Couto (2015) mensurou, por isótopos cosmogênicos de Berílio 10^{10} (^{10}Be), diferenças de taxas de denudação dos distintos blocos do baixo curso do Ivaí, ou seja, margem esquerda e direita. Os resultados pelo ^{10}Be demonstraram que há correspondência entre o bloco soerguido e maiores taxas de denudação, em que a margem esquerda (bloco alto) apresenta média denudação de 12.05m.Ma^{-1} , enquanto na margem direita (bloco baixo), a média é de 7.09m.Ma^{-1} (FIGURA 78). Essa diferença de soerguimento dos blocos no Quaternário sugere que a influência tectônica foi responsável pelo reajuste dos níveis de base na rede de drenagem do baixo curso do rio Ivaí. Como resultado, houve maior entalhamento da rede de drenagem (principalmente em cabeceiras), processos erosivos acelerados, rupturas de declive, desencadeando maior avanço de Argissolos em sistemas pedológicos da margem sul.

¹⁰A mensuração da taxa de denudação por ^{10}Be auxilia na compreensão de processos geomorfológicos, visto que diferentes taxas podem dar indicativos mais seguros da ação da tectônica recente.

FIGURA 78 – SUB-BACIAS DO BAIXO IVAÍ E RIO PATRÃO, ONDE FORAM QUANTIFICADAS TAXA DE DENUDAÇÃO POR ^{10}Be , RUGOSIDADE E FEIÇÕES DE RELEVO, MANTIDA POR FERRICRETES (A). BACIA DO RIO PATRÃO COM SUB-BACIA MENSURADA POR ^{10}Be E FEIÇÃO DE REVELO F04, MANTIDA POR FERRICRETE (B). FEIÇÕES DE RELEVO, MANTIDAS POR FERRICRETES EM DIVISORES DE ÁGUA NO BAIXO CURSO DO RIO IVAÍ E SUB-BACIA COM TAXAS DE DENUDAÇÃO POR ^{10}Be (C).

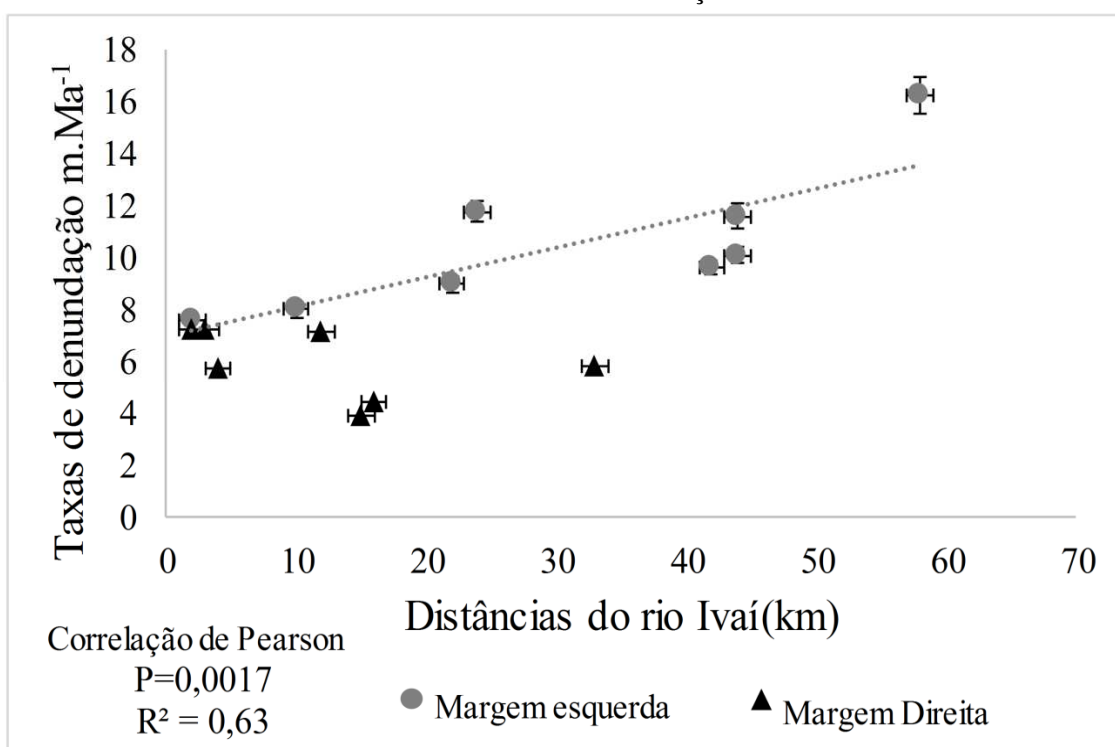


Dado esse contexto tectônico, o desmantelamento dos perfis de ferricretes indica relação com os distúrbios no sistema, em função de movimentação tectônica (recente), pois a mobilização dos ferricretes tem idade mínima entre 16.309 ± 2.830 ANOS A 549 ± 122 anos (LOE), ou seja, ocorreu em períodos recentes. Também as feições de relevo mantidas por ferricretes localizam-se em divisores de água do baixo curso do

Ivaí, onde as sub-bacias registram altas taxas de denudação (9,06 a 10,05m.Ma⁻¹, FIGURA 78 – C).

Segundo Couto (2015), os divisores da margem esquerda (bloco alto) apresentam amplitudes altimétricas maiores quando comparados à margem direita (bloco baixo), consequência do maior soerguimento na margem esquerda. Isso causa maiores dissecações das sub-bacias de primeira ordem, devido ao aprofundamento dos canais na busca por atingir o nível de base regional (rio Ivaí), consequentemente, há maiores taxas de denudação (FIGURA 79). Portanto, um dos fatores para o reajuste fluvial dos níveis de base regionais são os efeitos tectônicos, e também indicam ser um dos fatores que desencadeou o processo de inversão de relevo e posterior desmantelamento dos perfis de ferricretes sob morrotes e colinas no Noroeste do Paraná.

FIGURA 79 - TAXAS DE DENUDAÇÃO POR ¹⁰BE (PLOTED) EM FUNÇÃO DA DISTÂNCIA ENTRE O DIVISOR DE ÁGUA DA MARGEM ESQUERDA E DIREITA, SENDO POSSÍVEL OBSERVAR QUE QUANTO MAIOR A DISTÂNCIA MAIORES SÃO AS TAXAS DE DENUDAÇÃO.

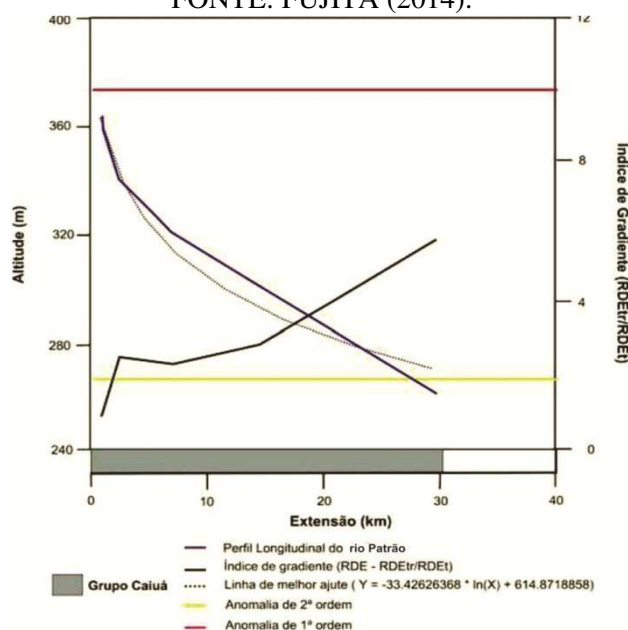


FONTE: COUTO (2015).

Uma área fora do trecho da bacia do baixo rio Ivaí e que foi analisada neste trabalho é a bacia do rio Patrão (FIGURA 78 – B), cuja nascente possui altitude de 360 metros e deságua em 240m, totalizando 120m de amplitude, 20km de extensão e sinuosidade de 1,42 (FUJITA, 2014).

Fujita (2014) realizou estudos morfotectônicos sobre anomalias de drenagem nessa bacia, pelo índice de gradiente (SL), e identificou desajustes fluviais em ascensão entre altitude de 330 a 270m, perfazendo 10km de extensão e subsidência no restante de seu percurso (FIGURA 80).

FIGURA 80 - PERFIL LONGITUDINAL DO RIO PATRÃO EM ESCALA ARITMÉTICA.
FONTE: FUJITA (2014).



Dados sobre denudação (^{10}Be) nessa bacia, detectou taxas de 45m.Ma^{-1} (FIGURA 78 - B), indicando valores altos de denudação para a bacia (COUTO, 2015, não publicado¹¹). No divisor da rede de drenagem do rio Patrão, há uma colina mantida por ferricrete mobilizado (F04), datado em 10.298 ± 2.384 anos (LOE). Tal contexto reforça o indicativo de que o fator tectônico, dado por processos de basculamentos de blocos com diferenças taxas de soerguimento, funcionou como um fator chave para o desmonte do perfil de ferricrete.

Neste estudo também não se descartam efeitos de mudanças climáticas como outro fator importante para o dismantelamento dos perfis de ferricretes. Essa temática é muito abordada em estudos dos sedimentos na planície do rio Ivai e, por esse viés, constatou-se que, no Pleistoceno Médio (150.000 anos) ao Holoceno (8.000 anos), houve predominância de ambientes mais secos que o atual, com campos, e, provavelmente, ambientes de maior energia (distribuição de chuvas mais concentradas) (GUERREIRO, 2011; RASBOLD *et al.* 2010, entre outros).

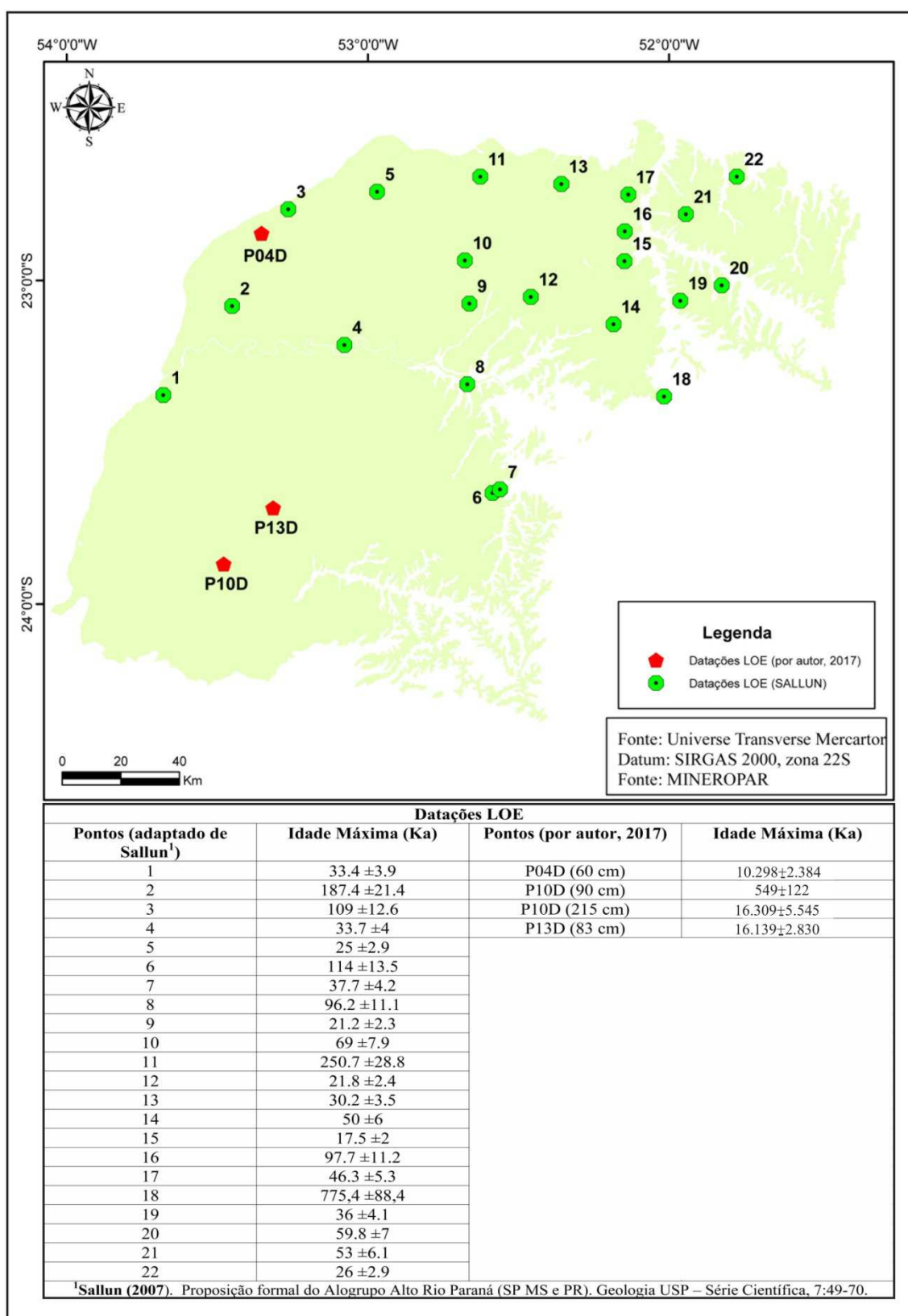
Baseado nesse contexto tectônico-paleoambiental, é possível inferir que o processo de dismantelamento, datado em 10.298 ± 2.384 anos (LOE), na colina denominada de F04 (FIGURA 78 – B), está relacionado às altas taxas de denudação (45m.Ma^{-1}), causadas pela tectônica recente e por paleoambientes de alta energia. Esse cenário propiciou o processo de remobilização do ferricrete, desencadeando a degradação do perfil de ferricrete da colina F04, assim como ferricretes em colinas e morrotes nos divisores do baixo curso do Ivai.

Em relação ao tempo de estabelecimento da gênese dos ferricretes, caso tenham formado entre 6 - 3 Ma, como datados por Riffel (2012, 2016), em Tamarana e Guarapuava (regiões próximas ± 150 km), e de morfologia semelhante (planaltos pouco

¹¹ COUTO, E. Dados de isótopos ^{10}Be , gerados no Laboratoire National des Nucléides Cosmogéniques no Centre Européen de Recherche et D'Enseignement des Géosciences de L'Environnement (CEREGE), França.

dissecado), pode significar que os perfis se mantiveram por longo tempo em equilíbrio na paisagem. Se esse quadro cronológico de intemperismo for semelhante para o Noroeste do Paraná, a tectônica talvez seja o fator de maior influência nos perfis de ferricretes, tornando-os instáveis e desencadeando o dismantelamento dos perfis no Quaternário Tardio. Esse fato também é apontado por Sallun (2007), que identificou processos de coluvionamento generalizado (FIGURA 81) no alto rio Paraná (incluindo o Noroeste do Paraná), onde o início do processo é datado em 1 Ma ao recente.

FIGURA 81 – DATAÇÃO LOE NO NOROESTE DO PARANÁ.



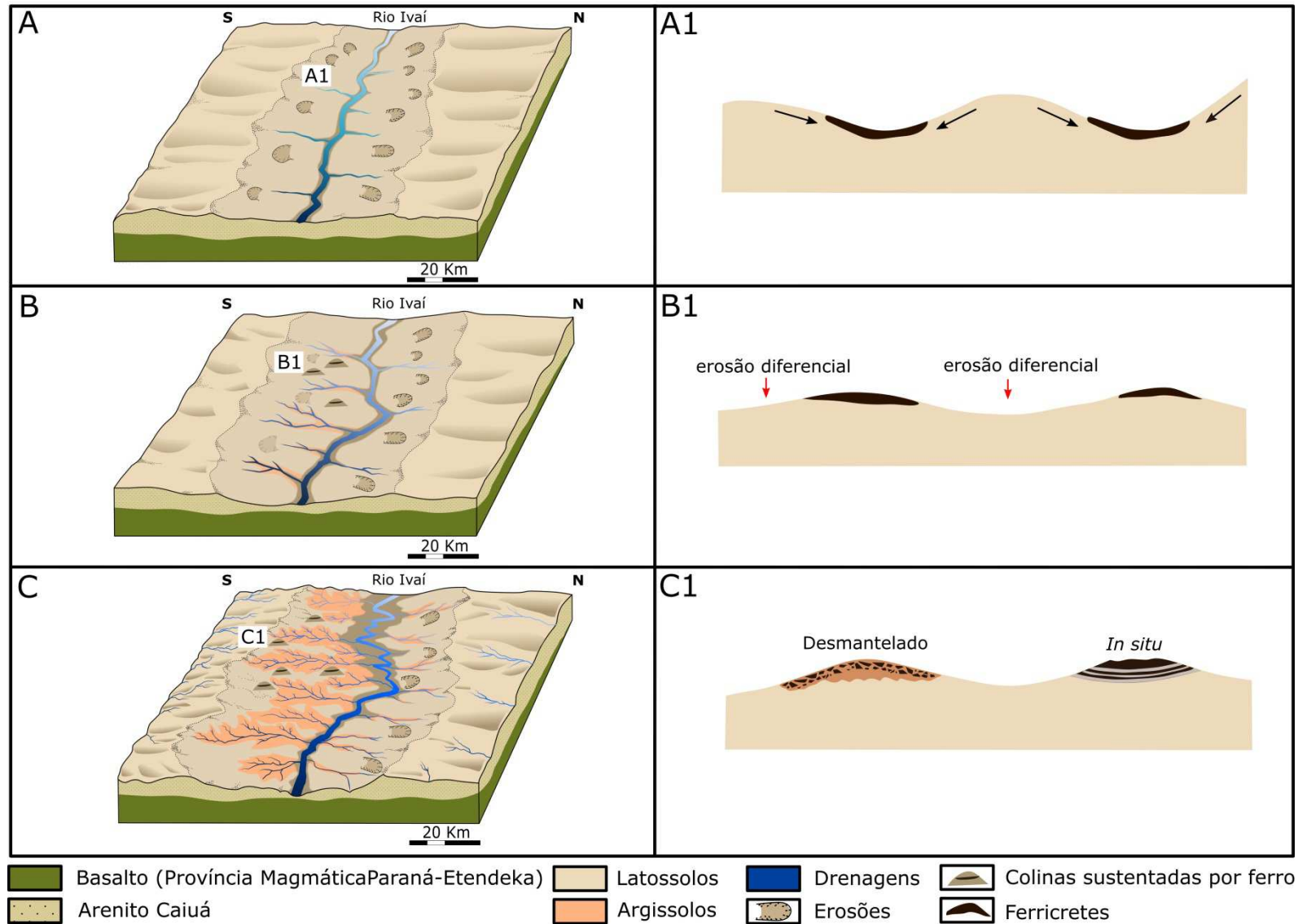
A partir da análise dos resultados desta pesquisa e de outras pretéritas, foi possível propor um modelo evolutivo da paisagem no Noroeste do Paraná, com foco no baixo curso do Ivaí (FIGURA 82). O modelo contempla três fases de esculturação do relevo e se baseou na inter-relação entre os estudos morfotectônicos, dos isótopos cosmogênicos (^{10}Be), dos sistemas de transformações pedológicas e da gênese dos ferricretes.

A primeira fase foi considerada como de desestabilização da paisagem, por influência tectônica que provocou o soerguimento da região e uma aceleração dos processos denudacionais (FIGURA 82 – A). Esse soerguimento pode ter induzido a instalação de fluxos laterais de água e ferro em solução (Fe^{2+}) em direção aos vales permitindo o desenvolvimento dos ferricretes (FIGURA 82 – A1).

Na segunda fase a denudação se intensificou na margem sul. O aumento na intensidade desse processo expôs os ferricretes gerados nos fundos dos vales na fase anterior, ação conhecida como de inversão de relevo (FIGURA 82 – B1). Ocorre também nesta fase o início e a evolução dos Argissolos por transformação lateral dos Latossolos.

A terceira fase (FIGURA 82 – C), representativa do cenário atual exhibe as seguintes características para a margem sul: dismantelamento generalizado dos ferricretes (Figura 82 - C1) e aumento dos Argissolos em relação a fase anterior, alcançando até a média vertente (entre cotas de 400 a 300 metros), enquanto que para a margem norte a menor taxa de denudação ainda não permitiu o aparecimento de morrotes sustentados por ferricretes e coberturas argissólicas expressivas.

FIGURA 82 – MODELO HIPOTÉTICO DE TRANSFORMAÇÕES DO RELEVO NO NOROESTE DO PARANÁ. (A) SOERGUMENTO TECTÔNICO E DISSECAÇÃO DO RELEVO COM DESENVOLVIMENTO DE VOÇOROCAS. A1) FORMAÇÃO DOS FERRICRETES POR EXPORTAÇÃO LATERAL DO FERRO E ACÚMULO EM PARTES BAIXAS DA PAISAGEM. B) MAIOR SOERGUMENTO DA MARGEM SUL. B1) EROSÃO DIFERENCIAL E INVERSÃO DO RELEVO. C) CONTÍNUA DISSECAÇÃO E AVANÇO DO DE ARGISSOLO NO SUL. (C1) DESMANTELAMENTO DOS FERRICRETES (DESMANTELADO) E RARA PRESERVAÇÃO (IN SITU).



7 - CONCLUSÃO

A comprovação da formação dos perfis de ferricretes sob feições residuais do relevo (colina e morrote) se balizou em: I) Utilização de índice morfométrico para identificação de prováveis feições de relevo, sustentado por ferricretes; II) Análise dos materiais e emprego de técnicas em diferentes escalas espaciais (da paisagem ao nível microscópico e vice-versa) e cronológico (datação por LOE); e III) Relação entre dados deste estudo com outros trabalhos de cunho morfotectônico e paleoambiental.

I) O emprego do ICR permitiu agrupar formas de relevo que apresentam o mesmo padrão morfométrico, favorecendo a discriminação de feições de interesse de outros compartimentos de relevo.

Foi possível identificar 14 feições de relevo residual (morro, morrote e colina) de interesse, no Noroeste do Paraná. Dentre essas 14 feições, 08 são sustentadas por ferricretes, demonstrando o alto potencial de aplicação desse índice para o propósito deste trabalho, tornando possível a distinção de características geológicas e geomorfológicas do Noroeste do Paraná, bem como, apresentando-se como uma alternativa viável e de baixo custo na escolha prévia das áreas de interesse, para posterior investigação geomorfológica e pedológica em campo.

II) O emprego de análises laboratoriais como mineralogia, micromorfologia, química e geocronologia nos materiais dos perfis de ferricretes, possibilitou constatar que os ferricretes desenvolveram-se, inicialmente, obedecendo à estrutura da rocha (estratificação). O desenvolvimento inicial se dá pela formação de ferricretes placoides em diferentes níveis da estratificação, gerando impermeabilização e provável retenção das soluções enriquecidas em ferro. Esse fato propiciou a precipitação do ferro na forma de cimento e nódulos goethítico, gerando ferricretes maciços até 2m de espessura.

Em escala microscópica (micromorfologia), foram identificadas as seguintes feições pedológicas cristalina e criptocristalina ferruginosas, presentes nos ferricretes: nódulos, impregnação (cimento) e revestimento/preenchimento. Cada uma dessas feições representa etapas de formação dos ferricretes (diferentes fases de precipitação do ferro), demonstrando a origem complexa das feições ferruginosas.

Ainda pela análise micromorfológica, não se constatou a presença de minerais primários alteráveis (piroxênio, biotita entre outros) que poderiam fornecer o ferro ao desenvolvimento dos ferricretes. Dessa forma, propõem-se o modo acumulação absoluta para a gênese dos perfis de ferricretes analisados. Provavelmente, esse enriquecimento foi advindo por variação do nível freático.

III) Resultados da datação, por LOE, de eventos de erosão/soterramento dos perfis com ferricretes estabeleceram idades aos processos de remobilização entre o Pleistoceno Superior (16.309 ± 5.545 anos) ao Holoceno (549 ± 122 anos). Enquadra-se, assim, o processo de dismantelamento dos perfis como recente, relacionado, provavelmente, com eventos de esculturação da paisagem no Quaternário.

A cronologia dos eventos pós-formação dos ferricretes nas feições de relevo, abordada no Noroeste do Paraná, não seria possível sem o uso do LOE, demonstrando que essa técnica de datação, combinada aos estudos geomorfológicos, oferece oportunidade para um melhor entendimento referente a temporalidade das transformações da paisagem no Quaternário (limite do método).

Entretanto, a principal dificuldade do significado das idades do LOE, neste estudo, referentes ao Noroeste do Paraná (escala regional), consiste em que os depósitos coluviais compostos por fragmentos de ferricretes em feições de relevo, da forma que se encontram na paisagem, representam eventos de coluvionamento local. Contudo, quando se relacionam dados locais deste estudo com dados regionais de LOE sobre a Aloformação Paranaíba (SALLUN 2007, 2011), conjugados aos isótopos cosmogênicos de ^{10}Be (Couto, 2015), indicam que os episódios de coluvionamento são resultados da interação de atividades da tectônica recente (principalmente) e paleoclimáticos (secundário), como “motor” desencadeador dos processos denudacionais no Noroeste do Paraná, pelo menos para os últimos 1.35 Ma.

Por fim, destaca-se que o estudo da gênese dos perfis de ferricretes e sua relação com transformações da paisagem permitiu melhor entendimento sobre a dinâmica da paisagem no passado recente, possibilitando maior clareza quanto aos processos evolutivos do relevo no Noroeste do Paraná.

REFERÊNCIAS

- AITKEN, M. J. **An Introduction to Optical Dating – The dating of Quaternary Sediments by the use of Photon-Stimulated Luminescence.** Oxford: Oxford University Press, p.267, 1998.
- AB’SABER, A. N.; BIGARELLA, J. J. Superfícies aplainadas do Primeiro Planalto do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, n.4/5, 1961.
- ALMEIDA, F. F. M.; MELO, M. S. A Bacia do Paraná e o vulcanismo Mesozóico. In: Mapa Geológico do Estado de São Paulo. **Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo**, v.1, p.46-81, 1981.
- ARANCIBIA, G.; MATHHEW, J.; PEREZ, D. A. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of supergene process in the Atacama Desert, Northern Chile: tectonic and climatic relations. **Journal of the Geological Society – London**, v.163, p.107-118, 2006.
- ARNAND, R. R.; PAINE, M. Regolith geology of Yilgarn Craton, Western Austrália: Implication for Exploration. **Australian Journal of Earth Science**, v. 49, p.3-162, 2002.
- AUGUSTIN, H.C.R.C.; LOPES, M.R.; SILVA, S.M. Lateritas: um conceito ainda em construção. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.14, p.241-257, 2013.
- BEAUVAIS, A. et al. Chemical and physical erosion rhythms of the West African Cenozoic morphogenesis: the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of supergene K-Mn oxide. **J. Geophys. Res.** p.113, 2008. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JF000996>
- BESSIG, T.; RIQUELME, R. Andean uplift and climate evolution in the Southern Atacama Desert deduced from geomorphology and supergene alunite-group minerals. **Earth and Planetary Science Letters**, v.299, p.447-457, 2010.
- BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, n.16-17, 1965.
- BIGARELLA, J. J. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais.** Florianópolis: UFSC, v.3, 2003.
- BIGARELLA, J. J.; MAZUCHOWSKI, J. Z. Visão integrada da problemática da erosão. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE CONTROLE DA EROSAO, **Anais...** Maringá: ABGE-ADEA, p.332, 1985.
- BONNET, N. J. et al. First $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of intense Late Paleogene lateritic weathering in Peninsular India. **Earth and Planetary Science Letters**, v.386, p.126-137, 2014.

BONNET, N. J. et al. Cenozoic lateritic weathering and erosion history of Peninsular India from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of supergene K-Mn oxide. **Chemical Geology**, v.446, p.33-53, 2016.

BOUZARI, F.; CLARK, A. H. Anatomy evolution and metallogenic significance of the supergene ore body of the Cerro Colorado porphyry copper deposit, I region, northern Chile. **Economic Geology**, v.97, p.1701-1740, 2002.

BOURMAN, R.P; MILNES, A.R.; OADES, J.M. Investigations of ferricretes and related surficial ferruginous material in parts southern and eastern Australia. **Zeitschrift Für Geomorphologie**, Laterite, Some aspects of current research, p.1-24, 1987.

BOURMAN, R.P. Modes of ferricrete Genesis: evidence from southeastern Australia. **Zeitschrift Für Geomorphologie**, v.37, p.77-101, 1993.

BOURMAN, R.P; OLLIER, C. D.A critique of the Schellmann classification of laterite. **Catena**, v.47, p.117-131, 2002.

BÜDEL, J. Die "Doppelten Einebnungsflächen" in den Feuchten Tropen. **Zeitschrift Für Geomorphologie**, Berlin, v.1, p. 201-228, 1957.

BULLOCK, P. et al. **Handbook for soil thin section description**. Wolverhampton. Waine Research Publication, p.152, 1985.

CALEGARI, M. R. **Distribuição da cobertura pedológica e o relevo no Alto Vale do Ribeirão Água do São Francisco – Nova Esperança – PR**. Dissertação (mestrado) – Departamento de Geociência, Universidade Federal de Santa Catarina, p.139, 2000.

CARMO, I. O.; VASCONCELOS, P. M. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of weathering profiles in southeastern Brazil. **IV South American Symposium on Isotope Geology**, p.49-52, 2003.

CARMO, I. O.; VASCONCELOS, P. M. P. Geochronological evidence for pervasive Miocene weathering, Minas Gerais, Brazil. **Earth Surface and Process and Landforms**, v.29, p.1303-1320, 2004.

CARMO, I. O. e VASCONCELOS, P. M. P. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology constraints on late miocene weathering rates in Minas Gerais, Brazil. **Earth and Planetary Science Letters**, v.241, p.80-94, 2006.

CARVALHO, A. **As bauxitas no Brasil – síntese de um programa de pesquisa**. Tese (doutorado) de livre docência, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, p.130, 1989.

CASEY, H. **Geochemistry of manganese oxide and age of mineralization at the Santa Eulalia Mining district, Mexico**. Thesis (Master), Earth and Environmental Sciences Department Socorro, New Mexico, p.150, 2011.

CASTRO, S. S. **Micromorfologia bases para descrição de lâminas delgadas**. Campinas: UNICAMP, p.144, 2002.

CHEN, L. e LI, J. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and stable isotopes of supergene jarosite from the Baiyin VHMS ore field, NE Tibetan Plateau with paleoclimatic implications. **Chinese Science Bulletin**, v.59, p.2999-3009, 2014.

COLIN, F. et al. Ages and lateritic weathering rate in northern Brazil deduced from cryptomelane $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.68, p.439-439, 2004.

COSTA, M. L. Lateritos e laterização. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 1990. **Anais...**Natal, SBG, v.1, p.404-421, 1990.

COSTA, M.L. Aspecto geológico dos lateritos da Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**, v.21, p.146-160, 1991.

COSTA, M. L.; CHOQUE FERNANDES, O. J.; RAMIREZ RIQUELME, M. E. O depósito de manganês do Azul, Carajás: estratigrafia, mineralogia, geoquímica e evolução geológica. In: Marini, Onildo (org), **Caracterização de depósitos minerais de Distritos mineiros da Amazônia**. Brasília: VGarTe, p.231-233, 2005.

COUTO, E. V. **Evolução denudacional de longo prazo e a relação solo-relevo no Noroeste do Paraná**. Tese (Doutorado) - UFPR, Curitiba, p.113, 2015.

CUNHA, J.E.; CASTRO, S.S.; SALOMÃO, F.X.T. Comportamento erosivo de um sistema pedológico de Umuarama, Noroeste do Paraná. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa. Minas Gerais, v. 23, p.943-951, 1999.

DAMMER, D.; CHIVAS, A. R.; MCDUGALL, I. Isotopic dating of supergene manganese oxide from the grooteeylandt deposit, Northern Territory, Austrália. **Economic Geology**, v.91, p.386-401, 1996.

DAMMER, D.; MACDOUGALL, I. CHIVAS, A.R. Timing of weathering-induced alteration of manganese deposit in western Australia: Evidence from K/Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. **Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists**, v.94, p.87-108, 1999.

DAVIS W. M. The geographical cycle. **Geographical Journal**, n.14, v.5, p.481-504, 1899.

DEHIRA, L.K. et al. Sedimentos cenozóica na região de Paranavaí – Cianorte, Paraná. In: **Simpósio Regional de Geologia**, Curitiba, 1981. Atas. Curitiba, Sociedade Brasileira de Geologia, v.2, p.14-24, 1981.

DENG, X. D.; LI, J. W.; VASCONCELOS, P. M. P. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of supergene Mn-oxide from the Zunyi Mn deposit, Guizhou Plateau, SW China: implications for chemical weathering and paleoclimatic evolution since the late Miocene. **Chemical Geology**, v.445, p.185-198, 2016.

DE PUTTER, T.; RUFFET, G.; YANS, J.; MEES, F. The age of supergene manganese deposits in Katanga and its implications for the Neogene evolutions of the Africa Great Lakes region. **Ore Geology Reviews**, v.71, p.350-362, 2015.

DESTEFANI, E. V. **Regime hidrológico do rio Ivaí**. Dissertação (mestrado) - Programa de Pós-graduação Mestrado em Geografia da UEM, p.93, 2005.

DICTIONARY OF SCIENCES. ALLABY, M. (ed.), 3rd ed, Oxford: Oxford University Press, p.661, 2008.

FARINAN, A.; JEJE, L. K. **Humid tropical geomorphology**. New York, longman, p.414, 1983.

FARLEY, K. A. (U-Th)/He. Dating: Techniques, Calibrations, and Applications. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v.47, n.1, p.819-844, 2002.

FENG, YUE-XING; VASCONCELOS, P. M. P. Quaternary continental weathering geochronology by laser heating $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of supergene cryptomelane. **Geology**, v.29, p.635-637, 2001.

FENG, YUE-XING; VASCONCELOS, P. M. P. Chronology of Pleistocene weathering process, southeast Queensland, Australia. **Earth and Planetary Science Letters**, v.263, p.257-287, 2007.

FERNANDES, L. A. **A cobertura cretácea suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os Grupos Bauru e Caiuá**. Dissertação (mestrado) – Instituto de Geociência, Universidade de São Paulo, São Paulo, p.188, 1992.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M.; BRANDT NETO, M. Silicificação hidrotermal neocretácea na porção meridional da Bacia Bauru. **Revista do Instituto Geológico**, v.14(2), p.19-26, 1993.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A.M. O Grupo Caiuá (Ks): revisão estratigráfica e contexto deposicional. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 24, n.3, p.164-176, 1994.

FERNANDES, L. A.; COUTO, E. V.; SANTOS, L. J. C. Três Morrinhos, Terra Rica, PR, Arenitos silicificados de dunas do Deserto Caiuá testemunho nível de superfície de aplainamento K-T. In: WINGE, M. et al (edit/org.). Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil. vol.III. Brasília. **Serviço Geológico do Brasil – CPRM**, v.3, p.69-87, 2012.

FORTES, E.; VOLKMER, S.; STEVAUX, J. C. Neotectonics and channel evolution of the lower Ivinhema river: a right-bank tributary of upper Paraná river, Brazil. **Geomorphology**, v.70, p.325-338, 2005.

FRANCO, A. L. M.; ETCHEBEHERE, M. L. C.; STEVAUX, J. C. Hipótese sobre os condicionantes neotectônico do barramento natural da foz do rio Ivaí (PR/MS) com base em levantamento ecobatimétrico. **Revista de Geociências**, v.7, p.78-86, 2008.

FUJITA, R. H. **O perfil longitudinal do rio Ivaí e sua relação com a dinâmica de fluxos**. Dissertação (mestrado) - Programa de Pós-graduação Mestrado em Geografia da UEM, p.118, 2009.

FUJITA, R. H. **Geomorfologia e evolução quaternária da calha do alto rio Paraná, no segmento livre de barramentos, entre os reservatórios de Porto Primavera e Itaipu**. Tese (doutorado) - Inst. de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, p.119, 2014.

FURRIER, M. Condicionantes geomorfológicos e tectônicos na distribuição pedológica e nos níveis de ferricrete na Formação Barreiras no Sul do estado da Paraíba, Nordeste do Brasil. **ABEQUA**, p.3, 2007.

GALBRAITH, R.; ROBERTS, R. Statistical aspects of equivalent dose and error calculation and display in OSL dating: An overview and some recommendations. **Quaternary Geochronology**, v. 11, p.1–27, 2012.

GASPARETTO, N. V. L. **As formações superficiais do Noroeste do Paraná e sua relação com o Arenito Caiuá**. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, p.172, 1999.

GOUDIE, A. **Duricrust in Tropical and Subtropical Landscapes**. Oxford: Clarenton Press, 1973. p.174.

GUERREIRO, R. L. **Evolução geomorfológica e paleoambiental dos terraços do alto rio Paraná na área de confluência com o rio Ivaí**. Dissertação (mestrado) - Inst. De Geociências e Ciências Exatas da Universidade Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, 2011. 70p.

GUTZMER, J.; DU PLOOY, A. P.; BEUKES, N. J.; Timing of supergene enrichment flow-grade sedimentary manganese ores in the Kalahari manganese field, South Africa. **Ore Geology Review**, v.47, p.136-153, 2012.

HAUTMANN, S.; LIPPOLT, H. J. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of central European K-Mn oxides - a chronological framework of supergene alteration process during Neogene. **Chemical Geology**, v.170, p.37-80p, 2000.

HÉNOCQUE, O. et al. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of West African lateritic cryptomelanes. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.62, p.2739-2756, 1998.

HEIM, J. A. et al. Dating paleochannel iron ore by (U-Th)/He analysis of supergene goethite Hamersley, Austrália. **Geology**, v.34, p.173-176, 2006.

INSTITUTO DE PESQUISA TECNOLÓGICA (IPT). **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo**. São Paulo, v.12, 1981 (relatório nº 15388).

JABUR, I. C. **Análise paleoambiental do Quaternário superior na bacia do alto Paraná**. Tese (doutorado) – Instituto de Geociência e Ciências Exatas, Universidade Estadual Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, 1992.

JUSTUS, J. O. **Subsídios para interpretação morfogenética através da utilização de imagens de radar**. Dissertação (mestrado) – Departamento de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1985.

KING, L. C. Canons of Landscape Evolution. **Bulletin of the Geology Society of America**, v.64, n.7, p.721-732, 1953.

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geociências**, v.18, n.2, p.147-265, 1956.

LAMPLUGH, G. W. Calcrete. **Geological Magazine (Decade IV)**, v.9, n.12, p.575-575, 1902.

LEMOES, R. C.; SANTOS, R. D. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 3. ed. Campinas, SBCS, p.84, 1996.

LEONARDI, F. A. O mapeamento, caracterização e datação de perfis lateríticos para identificação e correlação de superfícies geomórficas: estudo de caso do Quadrilátero ferrífero. Tese (doutorado) - Inst. De Geociências da Universidade de Campinas, Campinas, p.274, 2014.

LI, J. W.; VASCONCELOS, P. M. P.; Cenozoic continental weathering and its implications for the paleoclimate: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of supergene K Mn oxides in Mt Tabor, central Queensland, Australia. **Earth and Planetary Science Letters**, v.200, p.223-239, 2002.

LI, J. W. et al. A. Timing and duration of supergene mineralization at the Xinrong manganese deposit, western Guangdong Province, South China: cryptomelane $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. **Mineralium Deposita**, v.42, p.361-383, 2007.

LI, J. W. et al. Neogene weathering and supergene manganese enrichment in subtropical South China: a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ approach and paleoclimatic significance. **Earth and Planetary Science Letters**, v.256, p.389-402, 2007.

LIMA, M. G. **A história do intemperismo na província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil**: implicações paleoclimática e tectônicas. [s.l]: Centro de Ciências e da Terra, UFRN, p.251, 2008.

LONG, D.T. et al. Formation of alunite, jarosite and iron oxides in a hypersaline system: lake Tyrrell, Australia. **Chemical Geological**, v.96, p.183-202, 1992.

MAACK, R. **Geografia Física do Estado do Paraná**. Curitiba: BRDE/IBPT/UFPR. : Max Roesner, 1968.

MACDOUGALL, I.; HARRISON, T. M. **Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method**. Oxford University, p.269, 1999.

McFARLANE, M.J. **Laterite and Landscape**. London: Academic Press, p.151, 1976.

MANGUEIRA, C. G.; COUTO, E. V.; SANTOS, L. J. C. **Relação solo e relevo na distribuição de feições erosivas no Noroeste do Paraná.** In: 9º SINAGEO - Simpósio Nacional de Geomorfologia, 2012, Rio de Janeiro. 9º SINAGEO - Simpósio Nacional de Geomorfologia. Rio de Janeiro: UFRJ, 2012.

MANGUEIRA, C. G. **Proposta de classificação do nível de criticidade dos processos erosivos da região Noroeste do Paraná.** Dissertação (mestrado), departamento de geografia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, p.92, 2017.

MARCOTTI, T. C. B. **Paleogeografia do Pleistoceno Tardio e Holoceno na região do baixo curso do rio Ivaí - Icaraíma e Santa Mônica/PR.** Dissertação (mestrado) - Programa de Pós-graduação Mestrado em Geografia da UEM, p.62, 2012.

MARENT, B. R. **Mensuração dos processos desnudacionais a longo-termo (^{10}Be) na Serra do Mar no estado do Paraná: implicações para evolução do relevo.** Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, p.107, 2011.

MARSH, T.; ELINAUDI, M.; WILLIMS, M. M. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Cu-Au and Au-Ag mineralization in the Potrerillos District, Chile. **Economic Geology**, v.92, p.784-806, 1997.

MARTINS, V. M. **Caracterização morfológica e da circulação hídrica dos solos da cabeceira de drenagem do córrego Bom Jesus no município de Cidade Gaúcha – PR.** Dissertação (Mestrado), Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.

MCFARLANE, M. J. **Laterite and Landscape.** London: Academic Press, p.151, 1976.

MELFI, A. J. Lateritas e processos de laterização. **Escola de Engenharia de São Carlos**, USP, p.29, 1997.

MONTEIRO, H. S.; VASCONCELOS, P. M.; FARLEY, K. A.; SPIER, C. A.; MELLO, C. L. (U-Th)/He geochronology of goethite and the origin and evolution of cangas. . **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.131, p.267-289, 2014.

MORAIS, E. S. **Evolução da planície de inundação e confluência do rio Ivaí e rio Paraná na região do Pontal do Tigre, Icaríma-PR: Uma abordagem Geomorfológica.** Dissertação (mestrado) - Programa de Pós-graduação Mestrado em Geografia da UEM, p.65, 2010.

MORAIS, E. S. et al. Floodplain evolution in a confluence zone: Paraná and Ivaí rivers, Brazil. **Geomorphology**, v.257, p.1-9, 2016.

MOTE, T. I. et al. Chronology of exotic mineralization at El Salvador, Chile, by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of copper wad and alunite supergene. **Economic Geology**, v.96, p.351-366, 2001.

NAKASHIMA, P. **Sistema Pedológico da região Noroeste do Estado do Paraná: Distribuição e subsídio para o controle da erosão.** Tese (doutorado) – Departamento de São Paulo, Universidade de São Paulo, São Paulo, p.162, 2000.

OLLIER, C.D.; SHETH, C.H. The high Decan duricrust of India and their significance for the 'laterite' issue. **J.Earth Syst. Sci**, v.117, p.537-551, 2008.

PAIN, C. F. and OLLIER, C. D. Ferricrete in Cape York Peninsula, North Queensland. **J. Austr. Geol. Geoph**, v.13, p.207-212, 1992.

PAIN, C. F. and OLLIER, C. D. Inversion of relief – a component of landscape evolution. **Geomorphology**, v.12, p.151-165, 1995.

PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E; ANDRES, J. Superfícies aplainadas em zona morfoclimática subtropical úmida no planalto basáltico da bacia do Paraná (SW Paraná / NW Santa Catarina): Primeira aproximação. **Geociência**, v.27, p.541-553, 2008.

PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E.; CORRÊA, A. C. B.; RODRIGUES, A. R. R. Pedogeochemistry and micromorphology of oxisols - A basis for understanding etchplanation in the Araucárias Plateau (Southern Brazil) in the Late Quaternary. **Journal of South American Earth Science**, v.48, p.1-12, 2013.

PALHARES, J. M. **Superfícies aplanadas do planalto de Guarapuava: transecto leste-oeste de Guarapuava a foz do Iguaçu entre os rio Iguaçu e Piquiri.** Tese (doutorado) – Departamento de Geografia, Universidade Federal de Curitiba, Curitiba, p.174, 2011.

PENCK, W. **Die Morphische Analyse I Engelhorn's Nachf. Translated: Morphological analysis of landforms: a contribution to physical geology.** London, p.429, 1953.

PESSENDA, L. C. R.; VALENCIA, E. P. E.; CAMARGO, P. B.; TELLES, E. C. C.; MARTINELLI, L. A.; CERRI, C. C.; ARAVENA, R.; ROZABSKI, K. Natural radiocarbon measurements in Brazilian soil developed on basic rock. **Radiocarbon**, Ney Haven, v.38.n.2, p.203-208, 1996b.

PHILLIPS, J. Rapid Development of ferricretes on a subtropical valley side slope. **Geografiska Annaler**, series 82, Issue 1: Physical Geography, p.79-88, 2000.

QUANG, C. X.; CLARK, A. H.; LEEM J. K. W. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of hypogene and supergene mineralization in the Cerro Verde-Santa Rosa porphyry Cu-Mo cluster, Arequipa, Peru. **Economic Geology**, v.98, p.1683-1696, 2003.

RASBOLD, G. G.; GUERREIRO, R. L.; PAROLIN, M.; STEVAUX, J. C. Utilização de fitólito em reconstrução paleoambiental do Holoceno Tardio no Noroeste do estado do Paraná. In: **XII Reunião regional de paleontologia dos estados do Paraná e Santa Catarina – Paleo PR/SC**, 2010.

REINERS, P. W.; CHAN, M. A.; EVENSON, N. S. (U-Th)/He geochronology and chemical compositions of diagenetic cement, concretions, and fracture-filling oxide minerals in Mesozoic sandstones of the Colorado Plateau. **GSA Bulletin**, v.126, n.9/10, p.1363-1383, 2014.

RIFFEL, S. B. **$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U-Th)/He dating of weathering landsurface on the rifted continental margin of southern Brazil**. Thesis, University of Queensland, p.293, 2012.

RIFFEL, S. B. et al. Combined $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U-Th)/He geochronological constraints on long-term landscape evolution of the Second Paraná Plateau and its ruiniform surface features, Paraná, Brazil. **Geomorphology**, v.233, p.52-63, 2014.

RIFFEL, S. B. et al. Goethite (U-Th)/He geochronology and precipitation mechanisms during weathering basalts. **Chemical Geology**, v.446, p.18-32, 2016.

RODERJAN, C. V.; GALVÃO, F.; KUNIYOSHI, Y. S.; HATSCHBACH, G. G. As unidades fitogeográficas do estado do Paraná, Brasil. **Ciência e Ambiente**, UFMS, v.24, 2002.

RUFFET, G. et al. A geochronological $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ study of K-Mn oxides from the weathering sequence of Azul, Brazil. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.60, p.2219-2232, 1996.

SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K.; STEVAUX, J.C. Proposição formal do Alogrupo Alto Rio Paraná (SP, PR e MS). São Paulo: **Geologia USP – Série Científica**, v.7, p.49-70, 2007.

SAMPAIO, T.V.M.; AUSGUSTIN, C.H.R.R. Índice de Concentração da Rugosidade: uma nova proposta metodológica para o mapeamento e quantificação da dissecação do relevo como subsídio a cartografia geomorfológica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.15, n.1, p.47-60, 2014.

SANTOS, J. C. A. **Paleogeografia e paleoambientes do baixo curso do rio Ivaí-PR**. Dissertação (mestrado) - Programa de Pós-graduação Mestrado em Geografia da UEM, p.84, 2013.

SANTOS, L. J. C. et al. Mapeamento geomorfológico do estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, n.2, p.3-12, 2006.

SANTOS, M. L. e STEVAUX, J. C. Fácies e associações dos depósitos rudáceos na bacia do rio Paraná em seu curso superior: uma tentativa de classificação. **Pesquisas**, v.28, p.171-182, 2001.

SANTOS, M. L.; STEVAUX, J. C.; GASPARETTO, N. V. L.; SOUZA FILHO, E. E. Geologia e geomorfologia da planície aluvial do rio Ivaí-PR. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.1, p.23-34, 2008.

SECRETÁRIA DE AGRICULTURA E ABASTECIMENTO DO ESTADO DO PARANÁ (SEAB). **Relatório de dados climáticos**. Estado do Paraná, 2007.

SHELLMANN, W. Geochemical principles of laterite nickel ore formation. In: **Proceedings of the II International Seminar on Laterization Processes**, São Paulo, IGCP-129/IAGC, p.119-135, 1983b.

SHERMAN, G.D. The Genesis and morphology of Hawaiian ferruginous laterite crusts. **Pacific Science**, v.4, p.315-322, 1950.

SHUSTER, D.L.; VASCONCELOS, P.M.; HEIM, J.A.; FARLEY, K.A. Weathering geochronology by (U-Th)/He dating of goethite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.69, n.3, p.659-673, 2005.

SOUZA FILHO, E. E. **Aspecto da geologia e estratigrafia dos depósitos sedimentares do rio Paraná entre Porto Primavera (MS) e Guaíra (PR)**. Tese (doutorado) - Inst. Geociências, USP, São Paulo: p.224, 1993.

SOUZA JUNIOR, M. D. **Efeitos tectônicos na formação da paisagem da bacia hidrográfica do rio Ivaí, curso Inferior**. Dissertação (mestrado) - Programa de Pós-graduação Mestrado em Geografia da UEM, p.100, 2012.

SPIER, C. A.; VASCONCELOS, P. M.; OLIVEIRA, S. M. B. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraint on the evolution of lateritic iron deposits in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **Chemical Geology**, v.234, p.79-104, 2006.

STEFANELLO, A. C. **Estudos da ocorrência de superfícies de aplainamento em transecto no setor oriental do estado do Paraná**. Tese (doutorado) – Departamento de Geografia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, p.174, 2011.

STEVAUX, J.C. **O rio Paraná: geomorfogênese, sedimentologia e evolução Quaternária de seu curso superior**. Tese (doutorado) – Instituto de Geociência, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.

STEVAUX, J. C. The Upper Paraná River (Brazil) geomorphology, sedimentology and paleoclimatology. In: **Quaternary International**, v.21, p.143-161, 1994.

STEVAUX, J. C. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Paraná River: Correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. **Quaternary International**, v.72, p.73-85, 2000.

STOOPS, G.; JONGERIUS, A. Proposals for a micromorphological classification of soil materials. I. A classification of related distribution of coarse and fine particules. A reply. In: **Geoderma**, n.19, p.247-249, 1975.

SCHWETMANN, U.; KÄMPF, N. Óxidos de ferro jovens em ambientes pedogenéticos brasileiros. **Revista Brasileira de Ciência do solo**, v.7, p.251-255, 1983.

TARDY, Y.; KOBILSEK, B.; PAQUET, H. Mineralogical composition and geographical distribution of African and Brazilian periatlantic laterites. The influence of continental drift and tropical paleoclimates during the past 150 million years and implications for India and Austrália. **J. Africa Earth Sci.** v.12, n.1/2, p.283-295, 1991.

TARDY, Y. e ROQUIN, C. Geochemistry and evolution of lateritic landscapes. In: MARTINI, I. P. e CHESWORTH, W. **Weathering Soils e Paleosols**. Guelf. Elsevier, p.407-433, 1992.

TARDY, Y. Diversity and terminology of lateritic profile. In: MARTINI, L.P.; CHESWORTH, W. **Weathering Soils and Paleossols**. Ghelf. Elsevier, p.379-405, 1992.

TARDY, Y. **Petrologie des latérite et des sols tropicaux**. Paris: Masson, p.459, 1993.

TARDY, Y. **Laterites**. In Hancock, P. L., and B. J.; Skinner (editos). The Oxford companion to the earth. New York: Oxford University Press, p.602, 2000.

THOMAS, M. **Geomorphology in tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes**. New York: John Wiley & Sons, p.443, 1994.

VAN NIEKERK, H. S. et al. $\text{An}^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of supergene K-Mn oxyhydroxides in a post-Gondwana soil profile on the Highveld of South Africa. **S. Afr. J. Sci.**, v.95, p.450-454, 1999.

VASCONCELOS, P. M. et al. Age and duration of Weathering by ^{40}K - ^{40}Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of potassium-manganese oxides. **Science**, v.258, p.451-455, 1992.

VASCONCELOS, P. M. et al. Direct dating of weathering phenomena by K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of supergene K-Mn oxides. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.58, p.1635-1665, 1994a.

VASCONCELOS, P. M. et al., G. H. Analysis of supergene jarosite and alunite: implications to the paleoweathering history of the western USA and West Africa. **Geochimica et Cosmochimica**, v.58, p.401-420, 1994b.

VASCONCELOS, P. M. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of weathering processes. Annu. Ver. **Earth Planet Science**, v.27, p.183-229, 1999a.

FENG, Y; VASCONCELOS, P. Quaternary continental weathering geochronology by laser-heating $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of supergene cryptomelane; **Geology**, v.29, p.635-635, 2001.

VASCONCELOS, P. M.; CONORY, M. Geochronology of weathering and landscape evolution. Dulgald River valley, NW Queensland Australia. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.67, p.2913-2930, 2003.

VASCONCELOS, P. M.; HEIM, J. A.; FARLEY, K. A.; MONTEIRO, H.; WALTEBERG, K. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U-Th)/He, $^4\text{He}/^3\text{He}$ geochronology of landscape

evolution and channel iron deposit Genesis at Lynn Peak, Western Australia. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.117, p.283-312, 2013.

VERPLANCK, P.L., YAGER, D.B. CHURCH, S.E., STANTON, M.R. **Ferricrete classification, morphology, distribution, and carbon-14 age constraints**. U.S. Geological Survey. Professional Paper 1651, p.721-744, 1999.

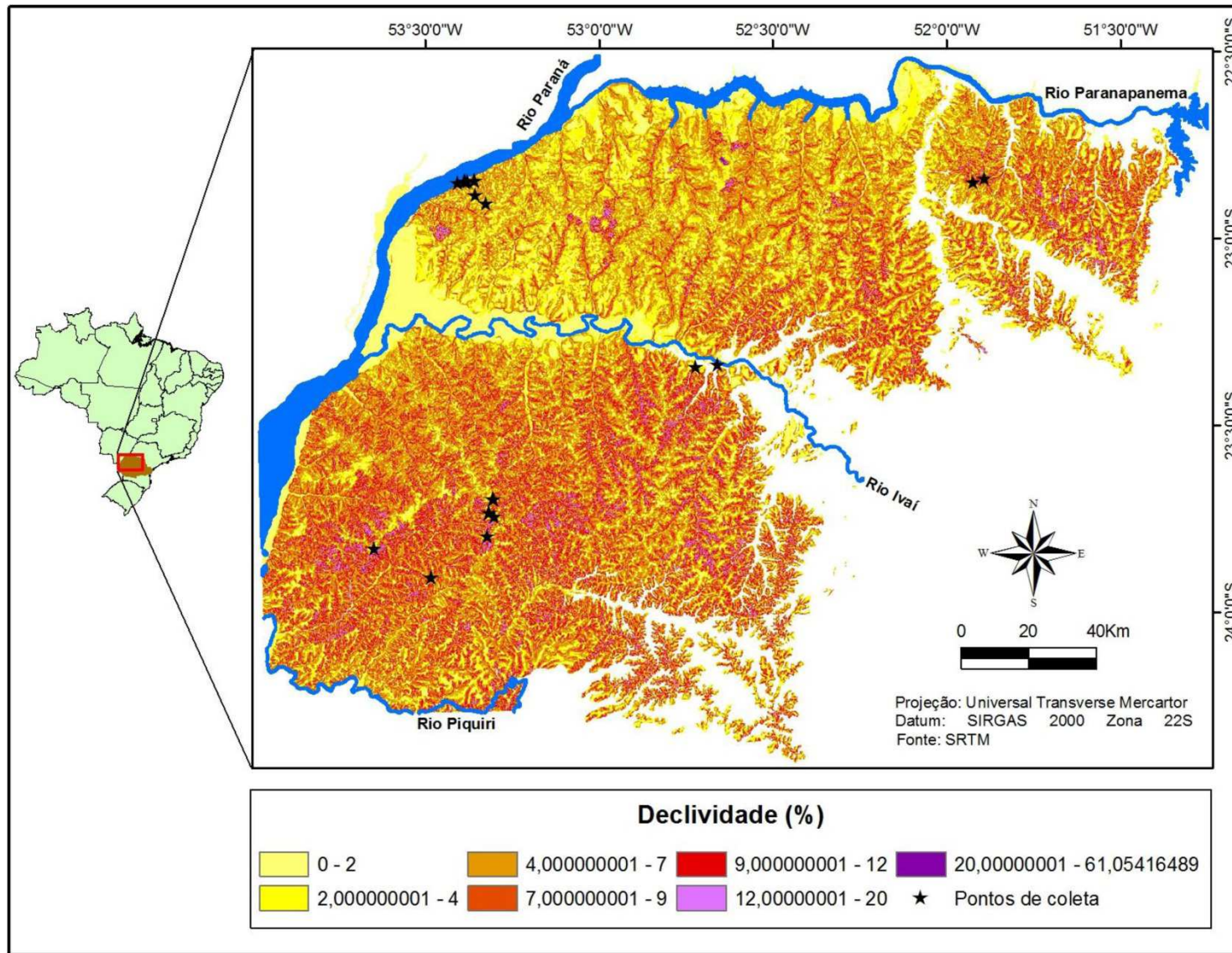
YANG, J.; ZHENG, DE-WEN.; CHEN, W.; HOUGH, B.; QIU, HUA-NING.; WANG, WEI-TAO.; WU YING.; YANG, L. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of supergene K-bearing sulfate minerals: Cenozoic continental weathering and its paleoclimatic significance in the Tu-Há Basin, northwestern China. **Paleogeograph, Paleoclimatology, Paleoecology**, v.445, p.83-96, 2016.

ZAGO, A. **Sistema pedológico Latossolo-Argissolo e seu funcionamento físico-hídrico em Mambôre-PR**. Tese (Doutorado). Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.

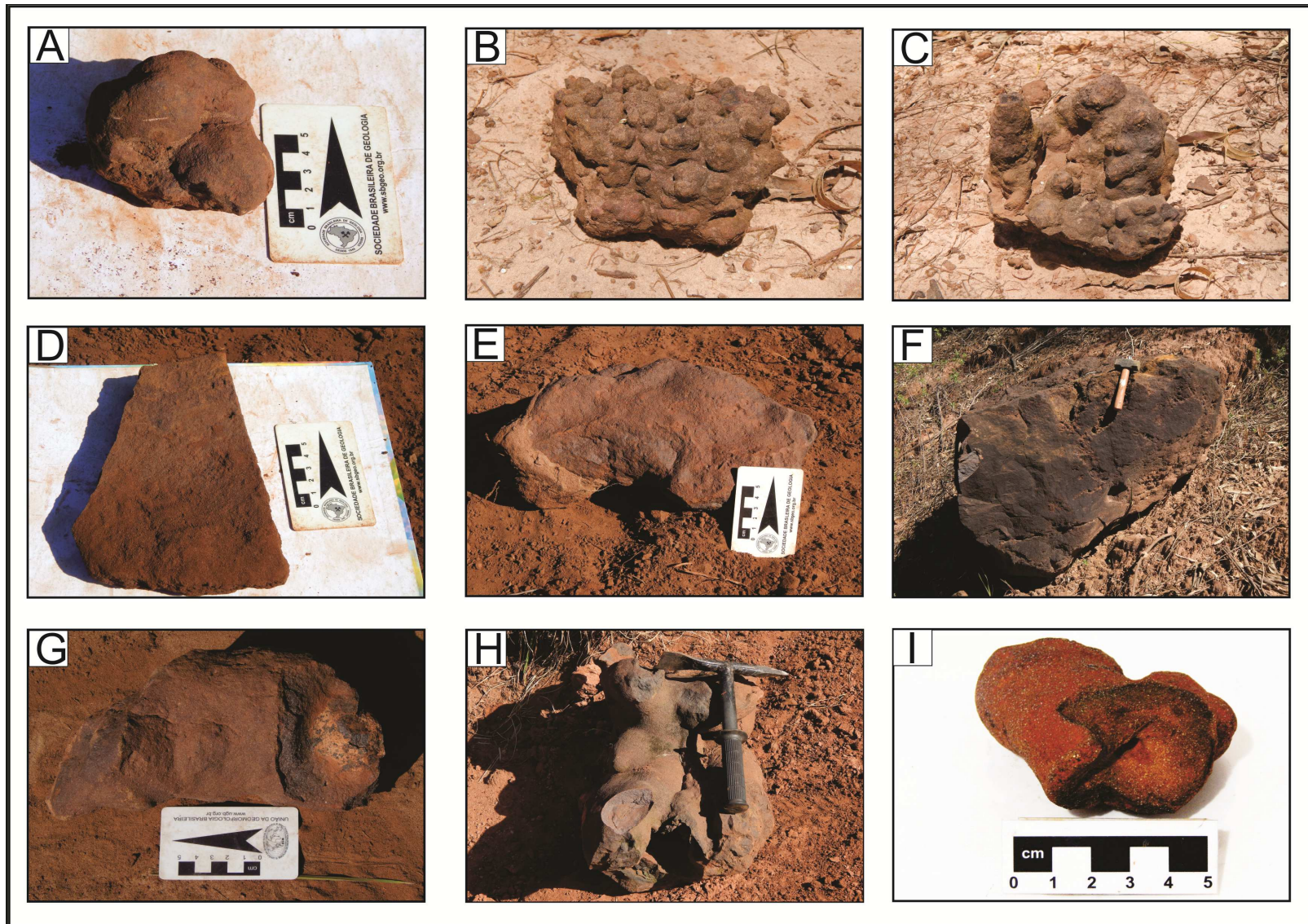
ZAPAROLI, F.C.M. **As transformações pedológicas identificadas na topossequência sítio São José na bacia do córrego aratu, Floraí-PR**. Dissertação (Mestrado) - Universidade Estadual de Maringá, Maringá, p.155, 2009.

APÊNDICE

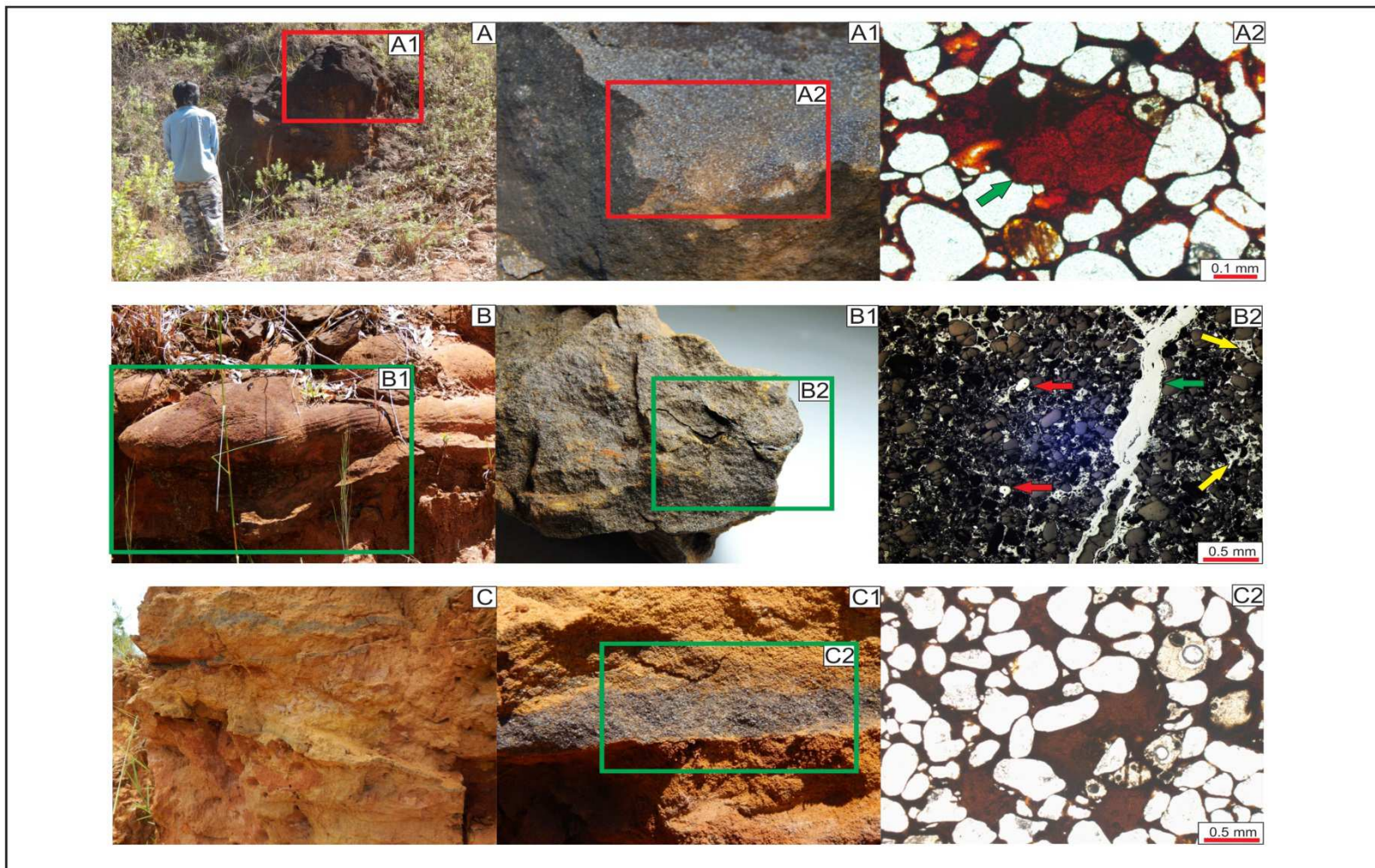
APÊNDICE 1 – MAPA DE DECLIVIDADE DO NOROESTE DO PARANÁ.



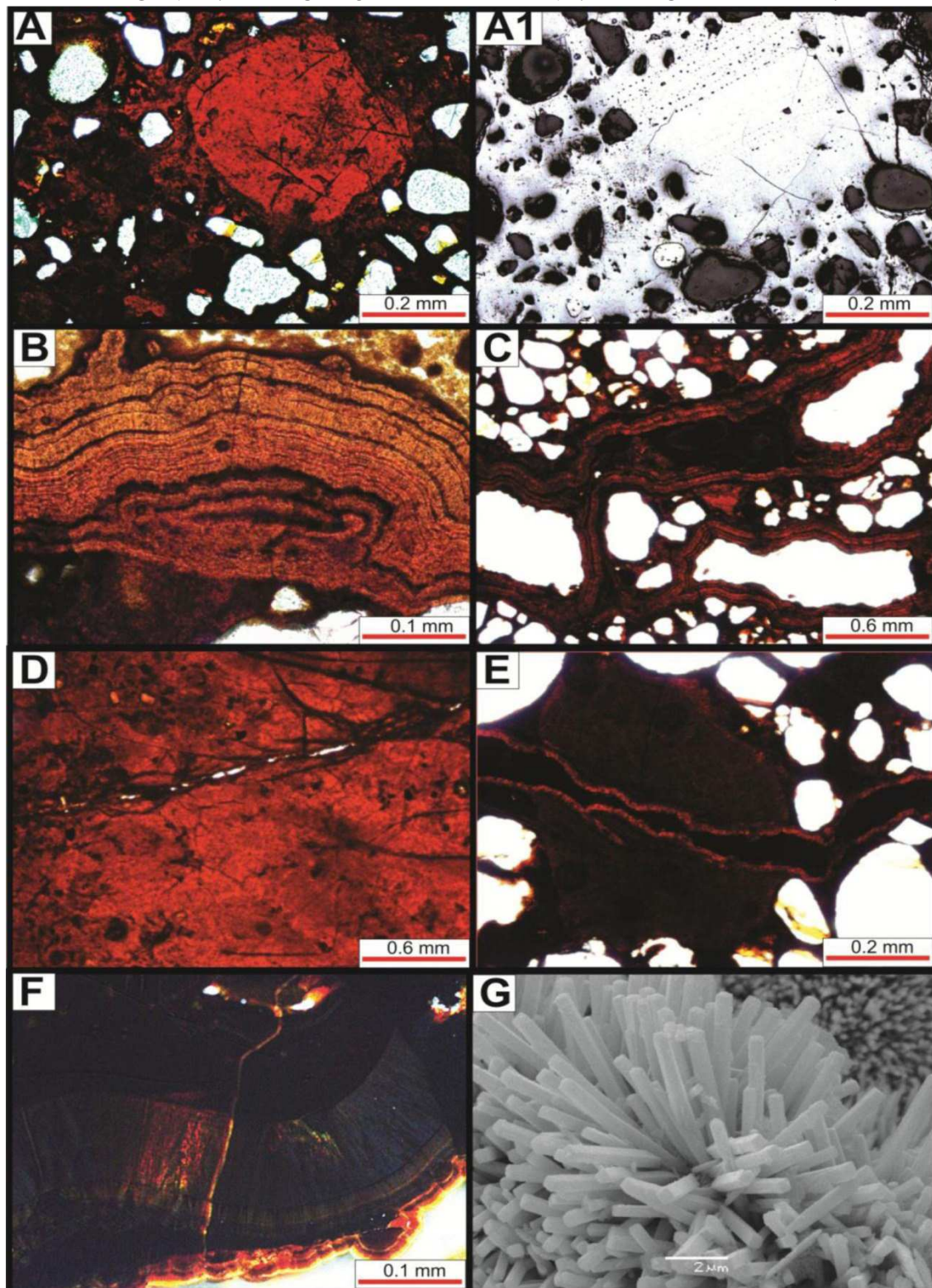
APÊNDICE 2 - DIVERSIDADE DE FORMAS DE FERRICRETES. A-C) FERRICRETES BOTRIOIDAL. D-F) FERRICRETES MACIÇOS. G-I) FERRICRETES LONGADOS (CANALIS DE RAÍZES FERRUGINIZADOS).



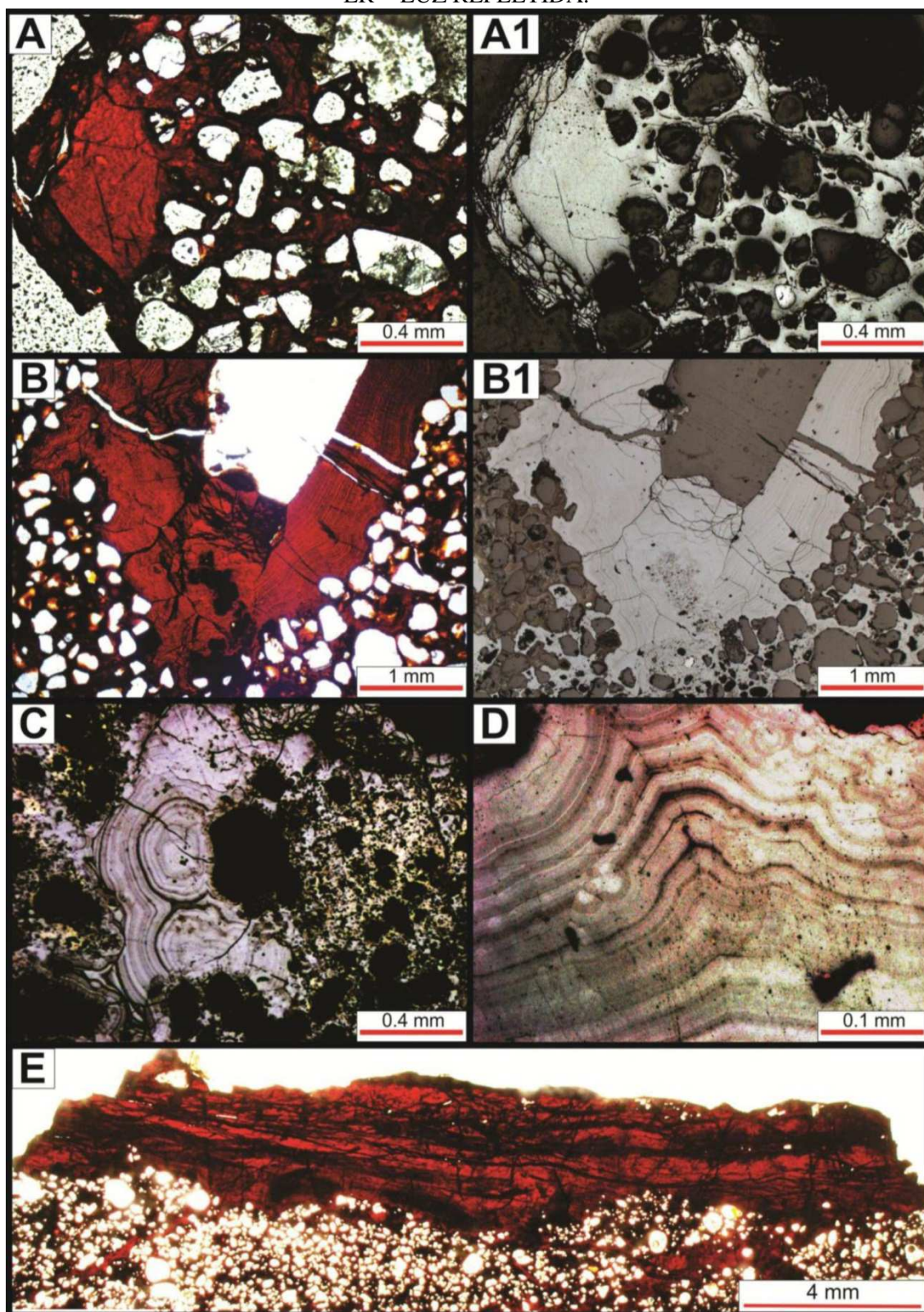
APÊNDICE 3 - FOTOGRAFIA E FOTOMICROGRAFIA DE DIFERENTES FERRICRETE NO P14. A) FERRICRETE MACIÇO COM 2 METROS DE ESPESSURA E A1) DETALHE DA IMAGEM A. A2) IMAGEM A EM LP, MOSTRA MATRIZ FERRUGINOSA E PRESENÇA DE NÓDULO DE GOETHITA B) FERRICRETE E DETALHE DO FERRICRETE COM PRESENÇA DE FISSURAS PREENCHIDA POR GOETHITA (B1), DEMONSTRA QUE O PROCESSO DE FISSURAÇÃO/FATURAMENTO OCORREU *IN SITU*, ANTERIOR AO PROCESSO DE DESMANTELAMENTO DO PERFIL. B2) FOTOMICROGRAFIA EM LR ILUSTRANDO DIVERSIDADE DE FEIÇÕES FERRUGINOSAS COMO NÓDULO DE HEMATITA (SETA VERMELHA), PREENCHIMENTO/REVESTIMENTO DE GOETHITA EM FISSURAS E CIMENTO DE GOETHITA. C, C1) FERRICRETE PLACÓIDE. C2) MATRIZ FERRUGINOSA, COM PRESENÇA DE NÓDULOS DE GOETHITA. LEGENDA: LP = LUZ POLARIZADA PLANA, LR = LUZ REFLETIDA.



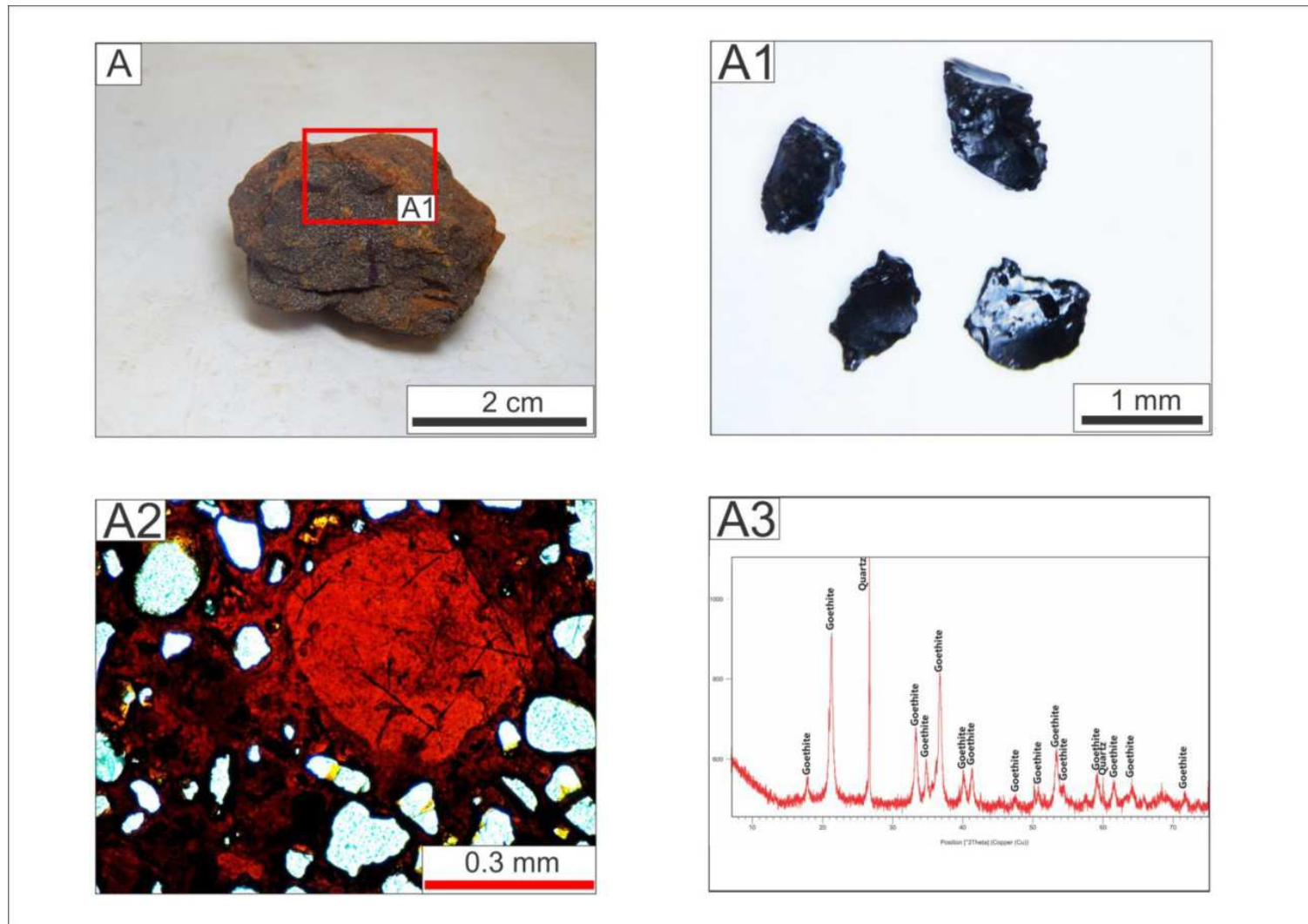
APÊNDICE 4 – FOTOMICROGRAFIA DE FEIÇÕES FERRUGINOSAS. A-A1) NÓDULO DE GOETHITA EM LP E LR. B-B1) REVESTIMENTO DE GOETHITA BOTRIODAL EM LP E LR. D) MATRIZ MACIÇA DE GOETHITA. E) NÓDULO DE GOETHITA FISSURADO E REVESTIDO COM GOETHITA EM LP E LR. F) GOETHITA ACICULAR EM LR. G) GOETHITA ACICULAR EM MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA. LEGENDA: LP = LUZ POLARIZADA PLANA. LR = LUZ REFLETIDA.



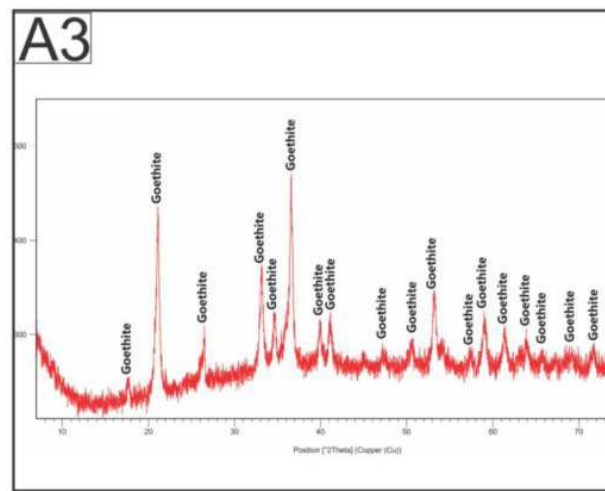
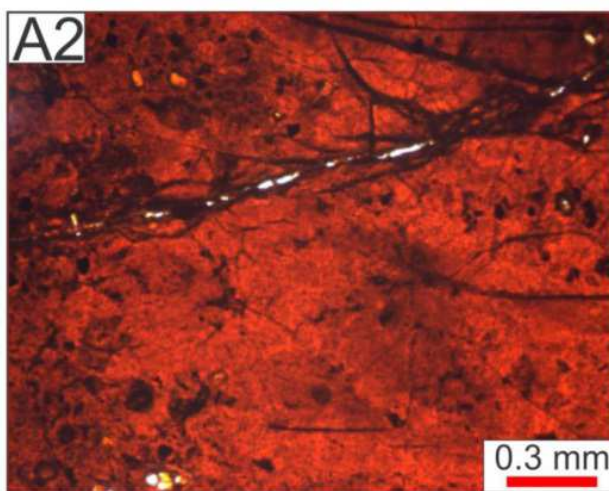
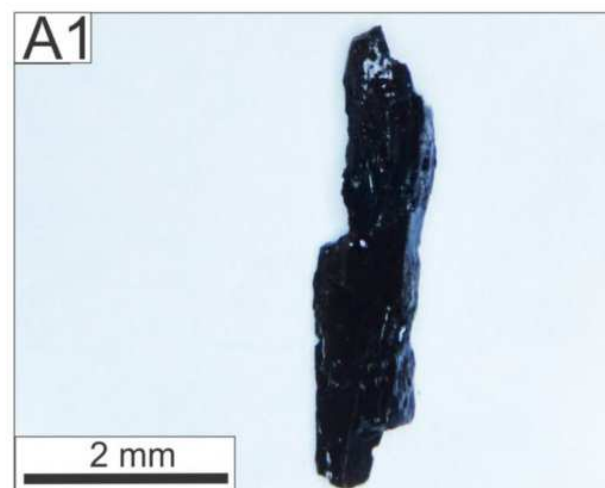
APÊNDICE 5 – FOTOMICROGRAFIA DE FEIÇÕES FERRUGINOSAS. A-A1) NÓDULO DE GOETHITA (SEGUNDA GERAÇÃO) EM LP E LR. B-B1) REVESTIMENTO DE GOETHITA EM FISSURA (TERCEIRA GERAÇÃO) EM LP E LR. C-D) PREENCHIMENTO BOTRIODAL (TERCEIRA GERAÇÃO) EM LP E LR. E) REVESTIMENTO DE GOETHITA EM LP. LEGENDA: LP = LUZ POLARIZADA PLANA. LR = LUZ REFLETIDA.



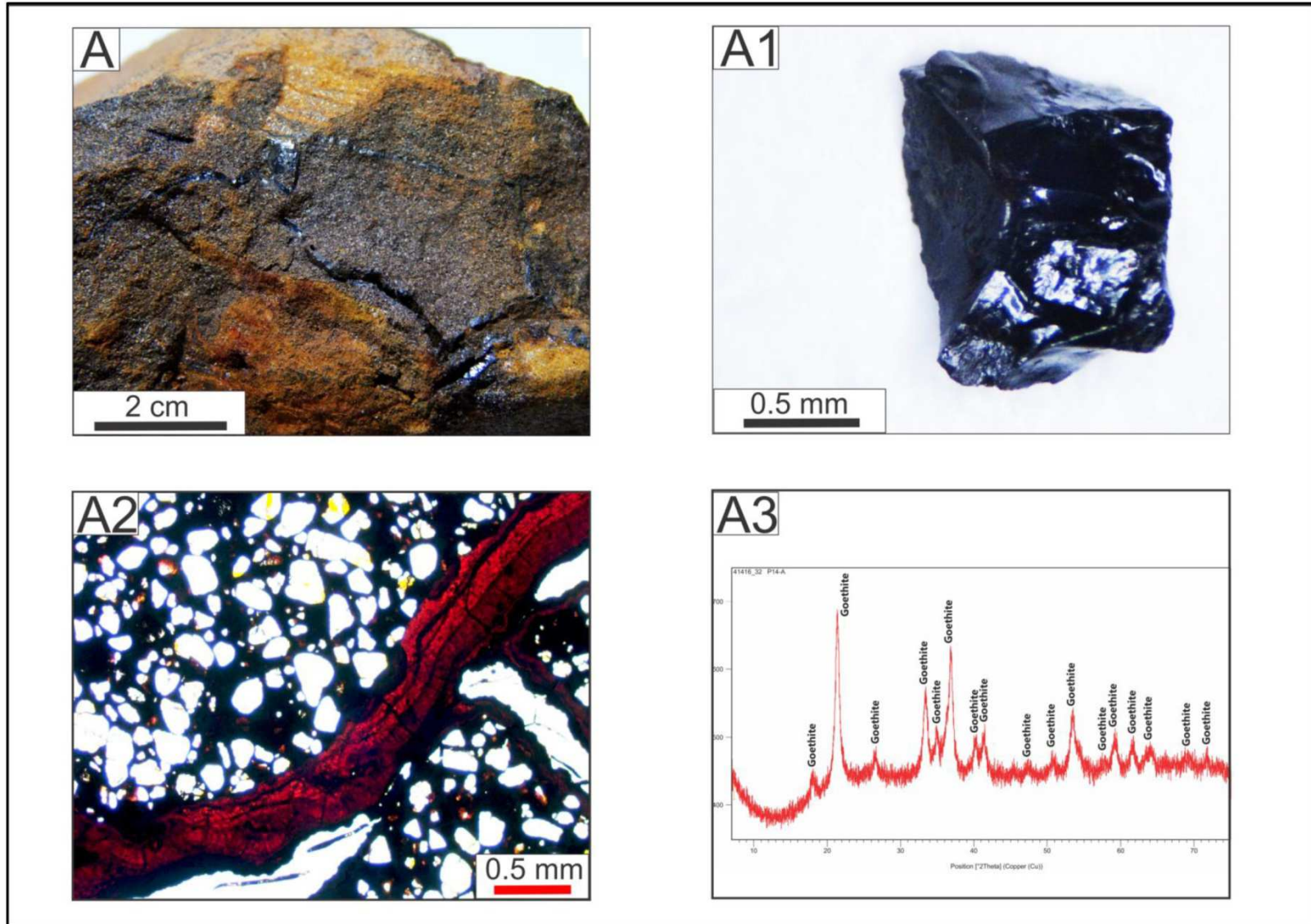
APÊNDICE 6 - MICROMORFOLOGIA E MINERALOGIA DE NÓDULOS DE GOETHITA DE SEGUNDA GERAÇÃO. A) AMOSTRA DE FERRICRETE. A1) NÓDULOS DE GOETHITA SEPARADO DA MASSA DE QUARTZO-FERRO. A2) FOTOMICROGRAFIA DO NÓDULO DE GOETHITA EM LP. A3) DRX DO NÓDULO DE GOETHITA E COM PRESENÇA DE QUARTZO. LEGENDA: LP = LUZ POLARIZADA PLANA.



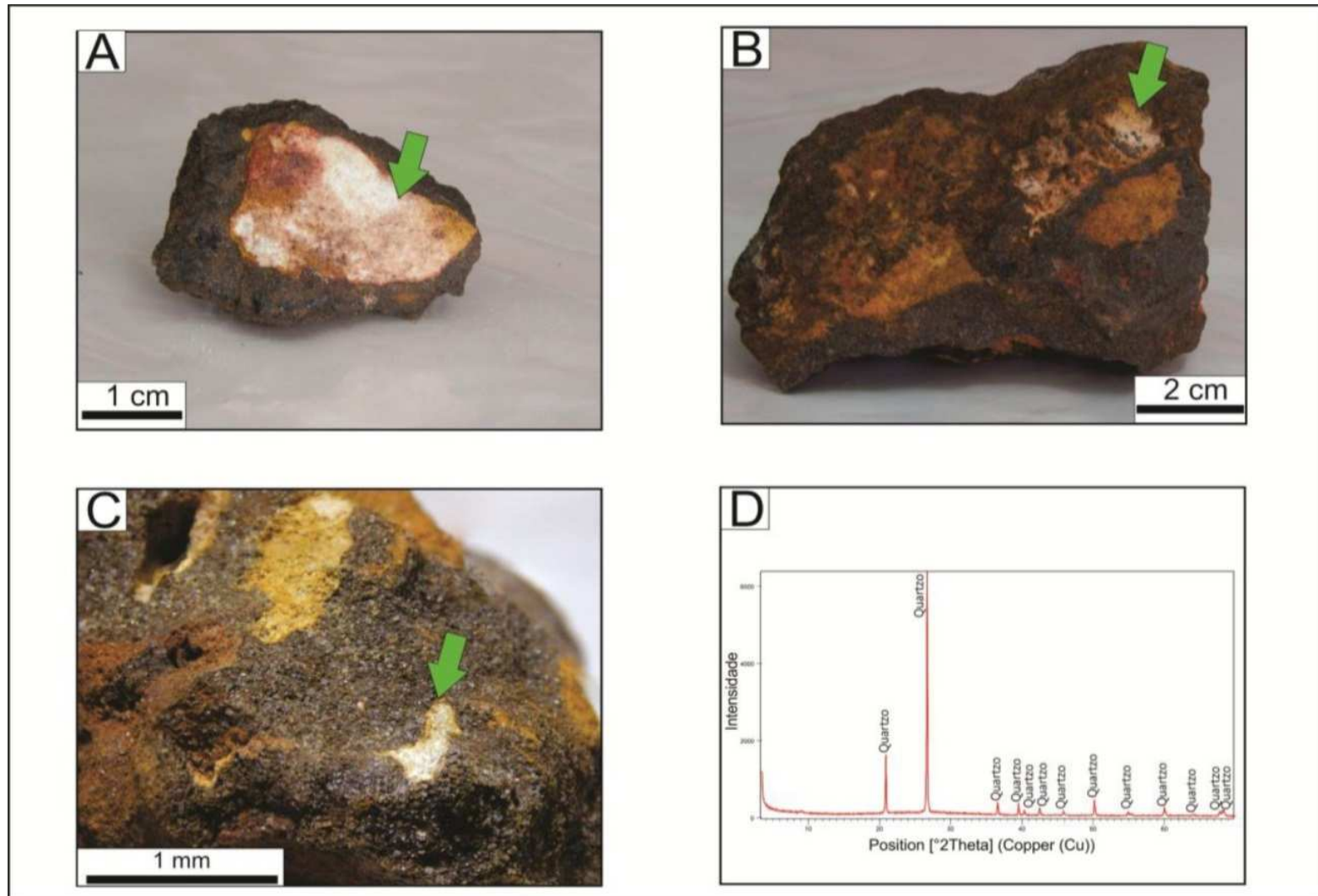
APÊNDICE 7 – A) FOTOGRAFIA DE NÓDULO MACIÇO DE GOETHITA. A1) FRAGMENTO DO CIMENTO. A2) FOTOMICROGRAFIA DO CIMENTO EM LP. A3) DRX DO CIMENTO.



APÊNDICE 8 - MICROMORFOLOGIA E MINERALOGIA DE REVESTIMENTO DE GOETHITA EM FISSURAS. A) FOTOGRAFIA DA AMOSTRA COM REVESTIMENTOS/PREENCHIMENTOS. A1) AMOSTRA EXTRAÍDA DE REVESTIMENTOS/PREENCHIMENTOS PURO. A2) FOTOMICROGRAFIA DE REVESTIMENTO DE GOETHITA. A3) DRX DOS REVESTIMENTOS/PREENCHIMENTOS.



APÊNDICE 9 - FRAGMENTOS DE FERRICRETE DA LINHA DE PEDRA COM PRESENÇA DE MOSQUEADO BRANCO NÃO FERRUGINIZADO (PRESERVADO). A, B) FOTOGRAFIA DE FERRICRETE DA FEIÇÃO F04 COM MOSQUEADO BRANCO. C) FOTOGRAFIA DE FERRICRETE DA FEIÇÃO F13 COM MOSQUEADO BRANCO. D) DRX DO MOSQUEADO BRANCO DA AMOSTRA DA FEIÇÃO F13, INDICANDO QUE A MINERALOGIA É COMPOSTA POR QUARTZO, OU SEJA, ANTIGAS ZONAS DESFERRUGINIZADAS.



APÊNDICE 10 – QUADRO DE TEXTURA DOS HORIZONTES E CAMADAS DOS PERFIS P14 E P13.

Perfil	Horizonte ou camada	Profundidade (cm)	Argila (%)	Silte (%)	Areia fina (%)	Areia grossa (%)	Silte/argila	Cor	Textura
P13D	Camada A	0-13	10	8.8	32.5	48.7	0.88	2.5YR 4/8	Areia franca
P13D	Camada B (Linha de pedra)	13-83	13.8	6.3	37.3	42.7	0.45	10YR 3/1	Areia franca
P13D	Saprólito fino	83-147	15	3.8	42.4	38.9	0.25	2.5YR 4/8	Areia franca
P13D	Saprólito grosso	147-360	8.8	3.8	25.3	62.2	0.43	10R 6/3 2.5YR 4/4	Areia
P14C	Ferricrete	0-22 e 64-87	-	-	-	-	-	10YR 3/1	Matacão
P14C	Amarelo	22-30	11,3	2.5	9.9	76.3	0.22	5Y 8/8	Areia franca
P14C	Saprólito	37-64	7.5	5	16.8	70.7	0.66	2.5YR 5/8 10YR 8/2	Areia franca
P14C	Mosqueado	87-170	11.3	1.3	23.5	64	0.11	2.5 YR 8/2 5YR 4/6 10 YR 7/8	Areia franca

APÊNDICE 11 – RESULTADOS ANALÍTICO-QUÍMICOS POR FRX.

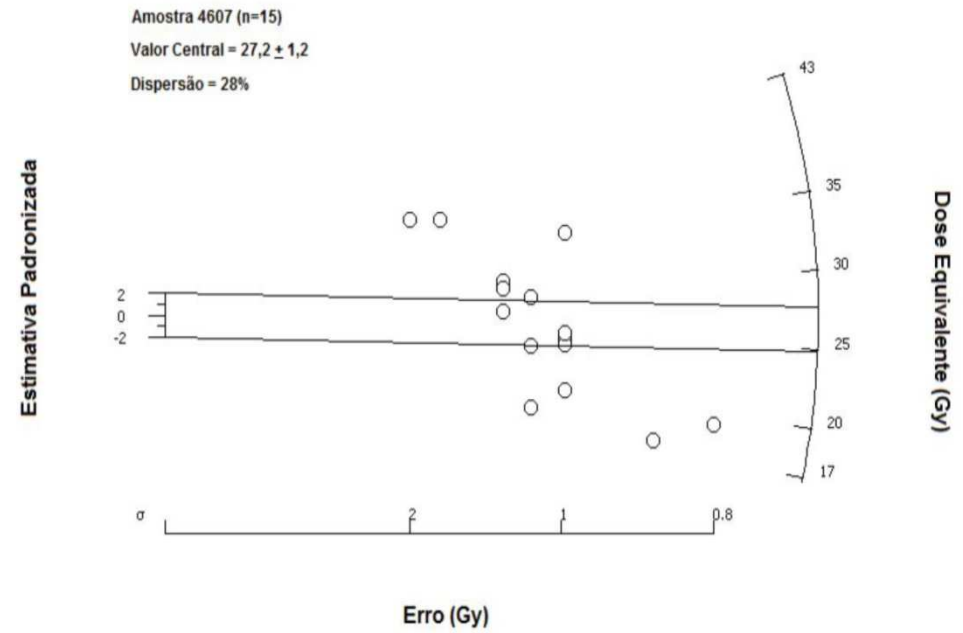
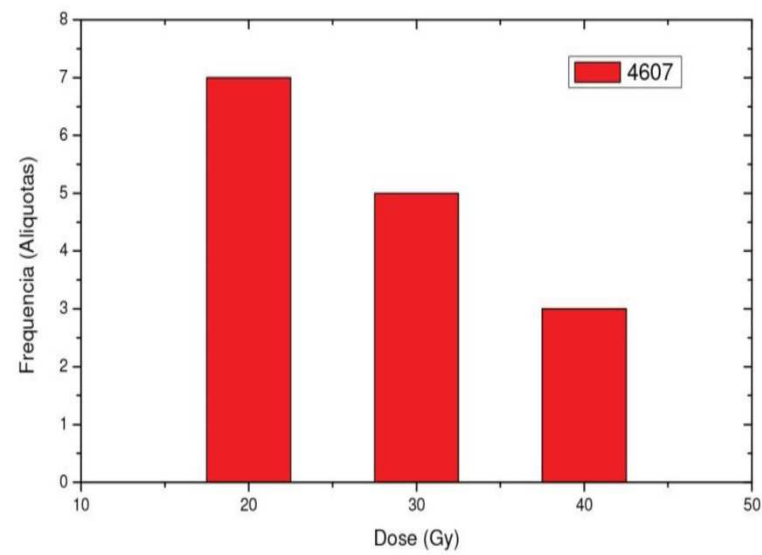
Amostra	Profundidade (cm)	Perda ao fogo (%)	Composição química (óxido %)																Na ₂ O
			SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	TiO ₂	SO ₃	K ₂ O	MnO	MgO	ZrO ₂	V ₂ O ₅	As ₂ O ₃	CaO	BaO	CuO	Rb ₂ O	
F11	10-20	1,93	90,6	2,3	4	0,1	0,6	<0,1	0,1	0,3	<0,1	<0,1	-	-	-	-	-	-	-
F11 (ferricrete)	90-100	5,16	50,9	37,8	2,2	0,8	0,4	0,1	0,1	2	<0,1	<0,1	-	-	-	0,4	-	-	-
F11	140-150	1,58	89,4	2,1	6,2	<0,1	0,4	-	-	0,1	0,1	<0,1	-	-	-	-	-	-	-
F10	90-130	1,84	84,7	5,6	5,3	0,1	1	<0,1	0,8	0,2	0,2	0,1	-	-	-	-	-	<0,1	<0,1
F10 (ferricrete)	170-190	5,88	39,9	48,1	3,6	0,6	0,6	<0,1	0,1	0,8	0,1	<0,1	-	0,1	<0,1	0,1	-	-	-
F10	480	1,94	82,7	3,5	9,3	<0,1	0,8	-	1,2	0,1	0,4	<0,1	-	-	<0,1	-	-	-	0,1
F09	10-20	1,78	90,4	2,3	4,4	<0,1	0,6	<0,1	<0,1	0,3	0,1	<0,1	-	-	-	-	-	-	-
F09 (ferricrete)	40-50	4,44	58,7	28,1	2,3	0,7	0,4	0,1	0,1	4,3	<0,1	<0,1	-	-	-	0,8	<0,1	-	-
F09	120-130	1,32	92,2	1,3	4,7	<0,1	0,3	-	<0,1	0,1	-	<0,1	-	-	-	-	-	-	-
F04	0-20	2,48	81,8	5,5	7,9	0,1	1,3	<0,3	0,6	0,1	0,1	0,1	-	-	0,1	-	-	-	0,1
F04 (ferricrete)	40-50	7,07	37,7	47,9	2,6	0,4	0,4	0,3	0,1	3,1	-	<0,1	-	-	-	0,5	-	-	-
F04	60-80	2,5	77,4	7	10,4	<0,1	1,8	<0,1	0,5	0,1	0,2	0,1	-	-	-	-	-	-	<0,1
F04	100-110	2,01	82,9	5	7,9	<0,1	1,3	<0,1	0,5	0,1	0,1	<0,1	-	-	-	-	-	-	<0,1

APENDICE 12 - IDADE LOE DO MATERIAL DA FEIÇÃO 13 (F13), INCLUINDO INFORMAÇÕES DA LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA, PROFUNDIDADE, BEM COMO OS VALORES DOS PARÂMETROS MENSURADOS PARA O CÁLCULO DAS IDADES. TAMBÉM É INDICADO A OS VALORES DE UMIDADE (UMID.) E DISPERSÃO GLOBAL (σ_D) DAS DOSES ADQUIRIDAS.

Histograma do F13D – 100 cm

Amostra	Profundidade (cm)							Dose anual Taxa de dose (Gy/ka)	P(Gy)	Idade (anos)	Desvio Padrão entre aliquotas	Dose min (Gy)	Idade mínima (anos)	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Umidade
F13D	100							0,001215 ± 0,000120	27.20 ±1,2	22.4±3.32	8,1	17.3±1.3	16139±2830	4,023 ±0,145	0,418 ±0,063	0,622 ±0,090	9,9
								1.072±0.097	26.2±1.9	24441±2830							
Taxa de recuperação																	
Dose Equivalente (Gy)									Teste de Reciclagem				Variação (%)		Teste de recuperação (%)		
Aliquota 1	31.2	±	1.3	Aliquota 1	0.93	±	0.06	-7	Aliquota 1	0.1		±		0.1			
Aliquota 2	41.2	±	1.6	Aliquota 2	1.01	±	0.06	1	Aliquota 2	0.1		±		0.1			
Aliquota 3	24.9	±	1.1	Aliquota 3	1.02	±	0.06	2	Aliquota 3	0.1		±		0.2			
Aliquota 4	24.2	±	1.1	Aliquota 4	0.96	±	0.05	-4	Aliquota 4	0.2		±		-0.2			
Aliquota 5	19.5	±	1.1	Aliquota 5	0.94	±	0.05	-6	Aliquota 5	-0.3		±		-0.2			
Aliquota 6	25.3	±	1.1	Aliquota 6	0.96	±	0.07	-4	Aliquota 6	-0.2		±		-0.2			
Aliquota 7	23.8	±	1.2	Aliquota 7	1.01	±	0.07	1	Aliquota 7	-0.3		±		-0.2			
Aliquota 8	43.0	±	1.8	Aliquota 8	0.93	±	0.06	-7	Aliquota 8	0.2		±		0.1			
Aliquota 9	29.2	±	1.2	Aliquota 9	0.89	±	0.05	-11	Aliquota 9	-0.1		±		-0.1			
Aliquota 10	16.8	±	0.9	Aliquota 10	0.97	±	0.05	-3	Aliquota 10	0.1		±		0.2			
Aliquota 11	16.9	±	1.2	Aliquota 11	0.95	±	0.09	-5	Aliquota 11	0.5		±		0.6			
Aliquota 12	19.1	±	0.8	Aliquota 12	1.05	±	0.05	5	Aliquota 12	-0.1		±		-0.1			
Aliquota 13	30.3	±	1.3	Aliquota 13	0.98	±	0.06	-2	Aliquota 13	0.4		±		0.2			
Aliquota 14	35.6	±	1.1	Aliquota 14	0.99	±	0.05	-1	Aliquota 14	0.2		±		0			
Aliquota 15	27.6	±	1.3	Aliquota 15	1.05	±	0.07	5	Aliquota 15	0.1		±		0.2			

APÊNDICE 13 – PLOT RADIAL DA AMOSTRA F13D – 100 CM.



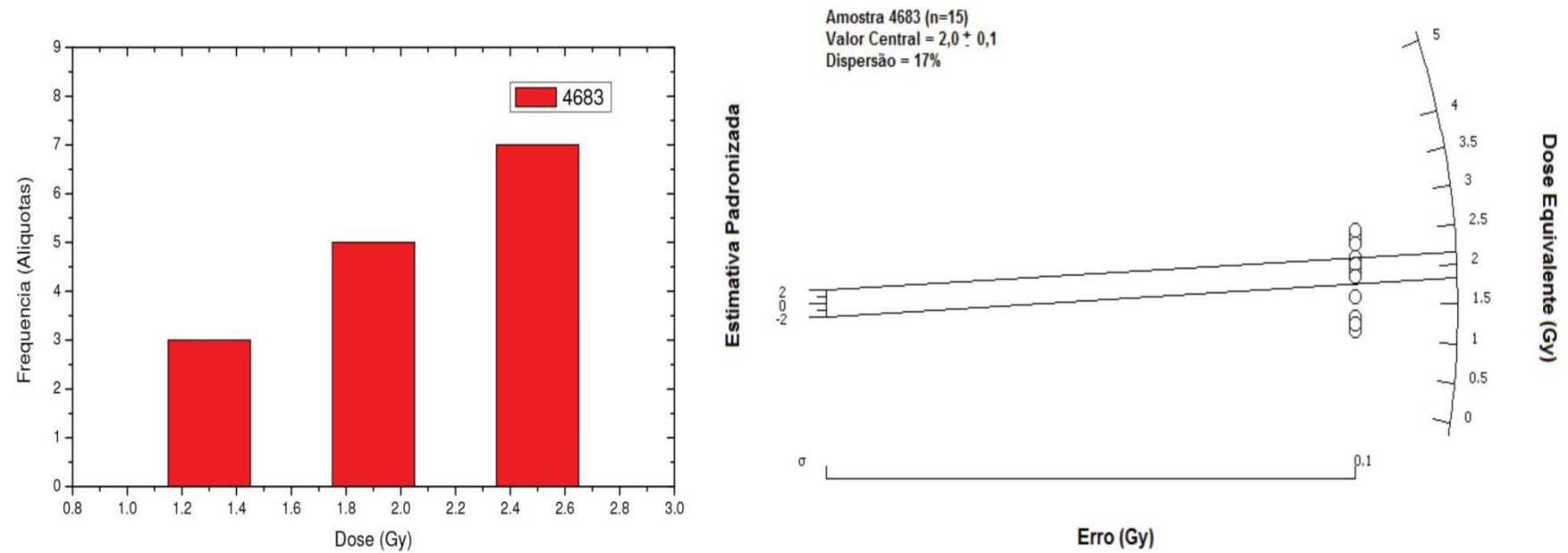
Gráficos: Histograma de Doses Equivalentes e Estimativas em Plot Radial.

APENDICE 14 - IDADE LOE DO MATERIAL DA FEIÇÃO 10 (F10), INCLUINDO INFORMAÇÕES DA LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA, PROFUNDIDADE, BEM COMO OS VALORES DOS PARÂMETROS MENSURADOS PARA O CÁLCULO DAS IDADES. TAMBÉM É INDICADO A OS VALORES DE UMIDADE (UMID.) E DISPERSÃO GLOBAL (σ_D) DAS DOSES ADQUIRIDAS.

Histograma F10D – 90 cm

Amostra	Profundidade (cm)		Dose anual	P(Gy)	Idade (anos)	Desvio Padrão entre aliquotas	Dose min (Gy)	Idade mínima (anos)	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Umidade
			Taxa de dose (Gy/ka)									
F10D	90		0.002450 ± 0.000420	2.0 ± 0.1	820 ± 180	0.5	1.209 ± 0.097	549 ± 122	3.617 ± 0.130	3.397 ± 0.947	1.115 ± 0.162	6.8
			2.200 ± 0.254	1.98 ± 0.14	900 ± 122							
Taxa de recuperação												
Dose Equivalente (Gy)					Teste de Reciclagem			Varição (%)		Teste de Recuperação		
Aliquota 1	2.4	±	0.1	Aliquota 1	1.01	±	0.04	1	Aliquota 1	0.5	±	0.2
Aliquota 2	1.6	±	0.1	Aliquota 2	1.06	±	0.05	6	Aliquota 2	1.4	±	0.6
Aliquota 3	1.1	±	0.1	Aliquota 3	0.95	±	0.05	-5	Aliquota 3	1.3	±	0.8
Aliquota 4	1.3	±	0.1	Aliquota 4	0.97	±	0.06	-3	Aliquota 4	-1.3	±	-1
Aliquota 5	2.5	±	0.1	Aliquota 5	1.05	±	0.05	5	Aliquota 5	0.6	±	0.4
Aliquota 6	2.6	±	0.1	Aliquota 6	1.00	±	0.06	0	Aliquota 6	0.8	±	0.4
Aliquota 7	2.4	±	0.1	Aliquota 7	1.02	±	0.05	2	Aliquota 7	0.5	±	0.4
Aliquota 8	2.6	±	0.1	Aliquota 8	0.97	±	0.05	-3	Aliquota 8	-0.1	±	-0.3
Aliquota 9	2.2	±	0.1	Aliquota 9	0.96	±	0.04	-4	Aliquota 9	-0.1	±	-0.3
Aliquota 10	1.2	±	0.1	Aliquota 10	0.93	±	0.07	-7	Aliquota 10	4	±	0.2
Aliquota 11	2.0	±	0.1	Aliquota 11	1.01	±	0.04	1	Aliquota 11	0.2	±	0.2
Aliquota 12	2.1	±	0.1	Aliquota 12	1.05	±	0.06	5	Aliquota 12	-0.6	±	-0.5
Aliquota 13	2.1	±	0.1	Aliquota 13	0.99	±	0.7	-1	Aliquota 13	1	±	0.7
Aliquota 14	1.92	±	0.1	Aliquota 14	1.01	±	0.04	1	Aliquota 14	1.1	±	0.4
Aliquota 15	2.6	±	0.1	Aliquota 15	1.01	±	0.07	1	Aliquota 15	0.9	±	-0.6

APÊNDICE 15 – PLOT RADIAL DA AMOSTRA F10D – 90 CM



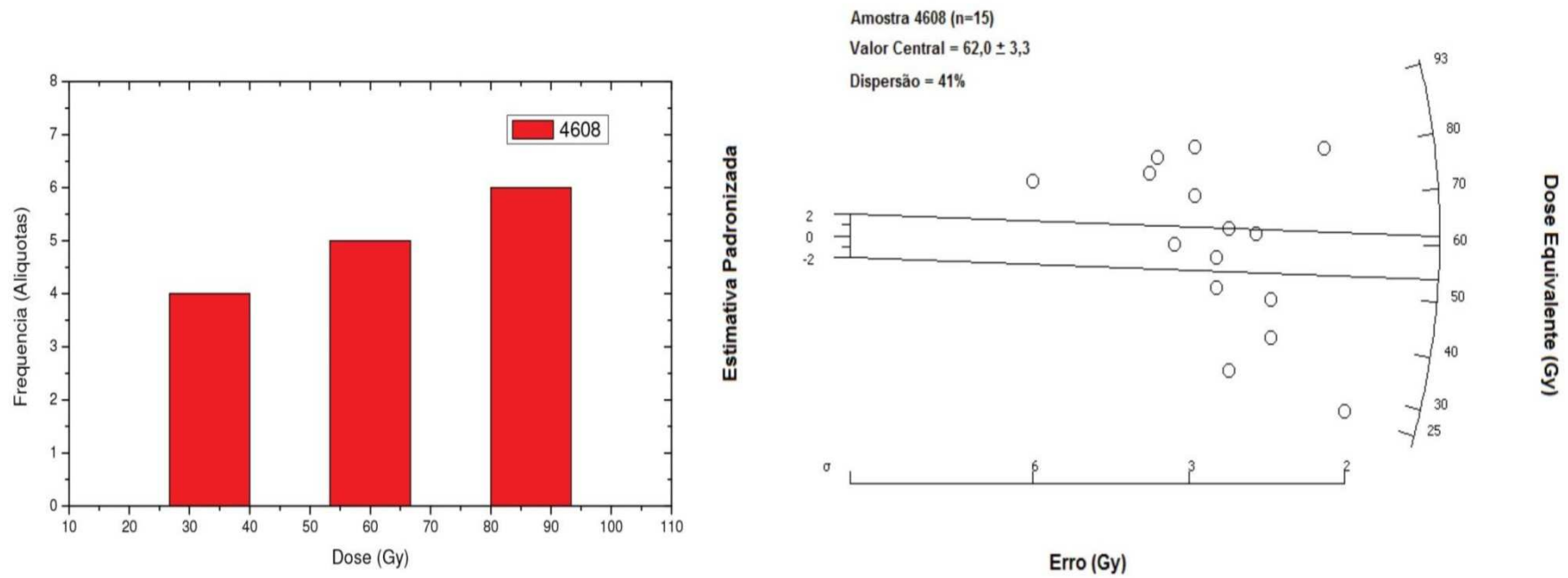
Gráficos: Histograma de Doses Equivalentes e Estimativas em Plot Radial.

APENDICE 16 - IDADE LOE DO MATERIAL DA FEIÇÃO 10 (F10D), INCLUINDO INFORMAÇÕES DA LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA, PROFUNDIDADE, BEM COMO OS VALORES DOS PARÂMETROS MENSURADOS PARA O CÁLCULO DAS IDADES. TAMBÉM É INDICADO A OS VALORES DE UMIDADE (UMID.) E DISPERSÃO GLOBAL (σ_D) DAS DOSES ADQUIRIDAS.

Histograma F10D - 215 cm

Amostra	Profundidade (cm)		Dose anual	P(Gy)	Idade (anos)	Desvio Padrão entre alíquotas	Dose min (Gy)	Idade mínima (anos)	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Umidade
			Taxa de dose (Gy/ka)									
F10D	215		0.001820 ± 0.000215	62.00 ± 3.3	34.150 ± 5750	22.8	26.0 ± 2.4	16309 ± 5545	3.397 ± 0.122	0.460 ± 0.072	1.257 ± 0.182	9.7
			1.594 ± 0.177	57.7 ± 6.1	36193 ± 5545							
Taxa de recuperação												
Dose Equivalente (Gy)					Teste de Reciclagem			Variação (%)		Teste de Recuperação		
Aliquota 1	88.5	\pm	3.7	Aliquota 1	0.94	\pm	0.06	-6	Aliquota 1	0.2	\pm	0.1
Aliquota 2	59	\pm	3.5	Aliquota 2	0.97	\pm	0.07	-3	Aliquota 2	0	\pm	-0.2
Aliquota 3	47.2	\pm	3.1	Aliquota 3	0.94	\pm	0.06	-6	Aliquota 3	-0.1	\pm	-0.2
Aliquota 4	74	\pm	3.3	Aliquota 4	1.08	\pm	0.06	8	Aliquota 4	0.1	\pm	0.1
Aliquota 5	24.7	\pm	3.0	Aliquota 5	1.02	\pm	0.04	2	Aliquota 5	0.1	\pm	0.1
Aliquota 6	88.6	\pm	3.3	Aliquota 6	0.93	\pm	0.04	-7	Aliquota 6	0.4	\pm	0.1
Aliquota 7	24.9	\pm	2.3	Aliquota 7	1	\pm	0.04	0	Aliquota 7	0.2	\pm	0.1
Aliquota 8	55.6	\pm	3.1	Aliquota 8	0.94	\pm	0.04	-6	Aliquota 8	0.1	\pm	0.1
Aliquota 9	63.9	\pm	3	Aliquota 9	1.03	\pm	0.06	3	Aliquota 9	0.4	\pm	0.2
Aliquota 10	93.3	\pm	6.2	Aliquota 10	0.92	\pm	0.10	-8	Aliquota 10	0.3	\pm	0.3
Aliquota 11	62.2	\pm	2.8	Aliquota 11	0.96	\pm	0.05	-4	Aliquota 11	-0.1	\pm	-0.1
Aliquota 12	81	\pm	2.4	Aliquota 12	0.97	\pm	0.05	-3	Aliquota 12	0.2	\pm	0
Aliquota 13	36.7	\pm	2.7	Aliquota 13	0.93	\pm	0.05	-7	Aliquota 13	0.5	\pm	0.2
Aliquota 14	46.1	\pm	2.7	Aliquota 14	1.02	\pm	0.07	2	Aliquota 14	0.1	\pm	0.2
Aliquota 15	83.8	\pm	3.8	Aliquota 15	1.04	\pm	0.06	4	Aliquota 15	0.2	\pm	0.1

APÊNDICE 17 – PLOT RADIAL DA AMOSTRA F10D – 215 CM



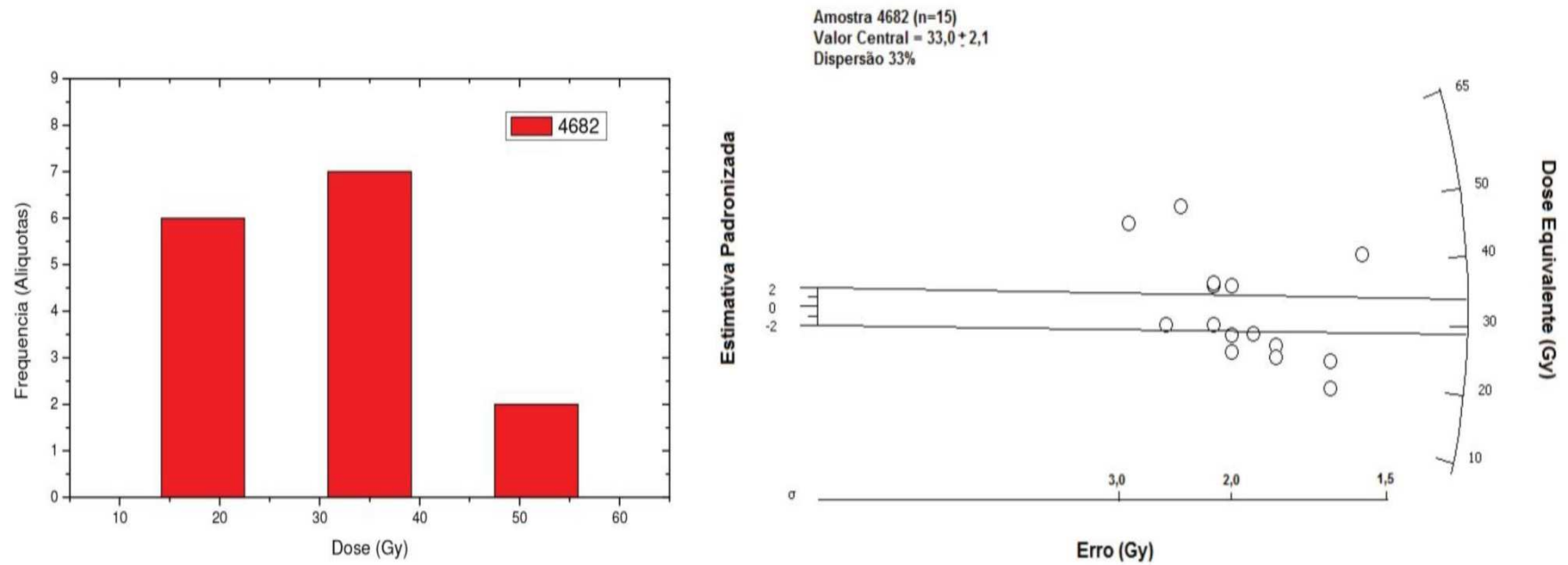
Gráficos: Histograma de Doses Equivalentes e Estimativas em Plot Radial.

APENDICE 18 - IDADE LOE DO MATERIAL DA FEIÇÃO 04 (F04), INCLUINDO INFORMAÇÕES DA LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA, PROFUNDIDADE, BEM COMO OS VALORES DOS PARÂMETROS MENSURADOS PARA O CÁLCULO DAS IDADES. TAMBÉM É INDICADO A OS VALORES DE UMIDADE (UMID.) E DISPERSÃO GLOBAL (σ_D) DAS DOSES ADQUIRIDAS.

Histograma F04D – 60-70 cm

Amostra	Profundidade (cm)		Dose anual	P(Gy)	Idade (anos)	Desvio Padrão entre alíquotas	Dose min (Gy)	Idade mínima (anos)	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Umidade
			Taxa de dose (Gy/ka)									
F04	60-70		0.001958 ± 0.000277	33 \pm 2.1	16.850 \pm 3330	12.4	18.2 \pm 1.7	10298 \pm 2384	3.899 \pm 0.140	2.198 \pm 0.509	0.910 \pm 0.132	6.5
			1.767 \pm 0.183	31.3 \pm 2.7	17709 \pm 2384							
Taxa de recuperação												
Dose Equivalente (Gy)				Teste de Reciclagem				Varição (%)	Teste de Recuperação			
Aliquota 1	27.3	\pm	2	Aliquota 1	0.90	\pm	0.03	-10	Aliquota 1	0.4	\pm	0.1
Aliquota 2	42	\pm	1.6	Aliquota 2	0.93	\pm	0.03	-7	Aliquota 2	0.3	\pm	0
Aliquota 3	58	\pm	2.8	Aliquota 3	0.99	\pm	0.06	-1	Aliquota 3	0.7	\pm	0.2
Aliquota 4	23.1	\pm	1.7	Aliquota 4	0.94	\pm	0.06	-6	Aliquota 4	0.2	\pm	0.4
Aliquota 5	28.2	\pm	2.5	Aliquota 5	1.04	\pm	0.08	4	Aliquota 5	1.2	\pm	0.5
Aliquota 6	37.7	\pm	2.1	Aliquota 6	0.91	\pm	0.05	-9	Aliquota 6	0.6	\pm	0.2
Aliquota 7	26.5	\pm	2.1	Aliquota 7	0.90	\pm	0.07	-10	Aliquota 7	-0.5	\pm	-0.5
Aliquota 8	28.8	\pm	2.2	Aliquota 8	0.92	\pm	0.04	-8	Aliquota 8	0.2	\pm	0.2
Aliquota 9	22.8	\pm	2.1	Aliquota 9	0.91	\pm	0.04	-9	Aliquota 9	1.2	\pm	0.3
Aliquota 10	37.8	\pm	2.2	Aliquota 10	0.99	\pm	0.05	-1	Aliquota 10	-0.1	\pm	-0.2
Aliquota 11	25	\pm	1.9	Aliquota 11	1	\pm	0.04	0	Aliquota 11	0.2	\pm	0.1
Aliquota 12	22.8	\pm	1.9	Aliquota 12	0.95	\pm	0.04	-5	Aliquota 12	0.4	\pm	0.1
Aliquota 13	38.5	\pm	2.2	Aliquota 13	0.93	\pm	0.04	-7	Aliquota 13	0.5	\pm	0.2
Aliquota 14	58.6	\pm	2.4	Aliquota 14	0.99	\pm	0.05	-1	Aliquota 14	0.2	\pm	0.1
Aliquota 15	18.2	\pm	1.7	Aliquota 15	1.04	\pm	0.07	4	Aliquota 15	0.6	\pm	0.4

APÊNDICE 19 – PLOT RADIAL DA AMOSTRA F04 – 60-70 CM



Gráficos: Histograma de Doses Equivalentes e Estimativas em Plot Radial.